

**Metamorfismo de Alta Presión / Baja
Temperatura, Baja Presión / Alta
Temperatura y Tectónica del Complejo
Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)**

José Miguel Azañón Hernández

**Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada**

**Laboratoire de Géologie
École Normale Supérieure
1316-URA Paris**

**METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN / BAJA
TEMPERATURA, BAJA PRESIÓN / ALTA
TEMPERATURA Y TECTÓNICA DEL COMPLEJO
ALPUJÁRRIDE (CORDILLERAS BÉTICO-RIFEÑAS)**

**Metamorfismo De Alta Presión / Baja Temperatura, Baja
Presión / Alta Temperatura Y Tectónica Del Complejo
Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)**

José Miguel Azañón Hernández

**Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada**

**Laboratoire de Géologie
École Normale Supérieure
1316 URA Paris**

I.S.B.N.: 84-6057903-4

Depósito Legal: GR-231/98

Impreso en España-Printed in Spain.

Este volumen corresponde a la Tesis de Doctorado del autor, que fué dirigida por los profesores Dr. Víctor García Dueñas del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y Dr. Bruno Goffé del Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure. La Tesis fué defendida el día 30 de Septiembre de 1994 ante el Tribunal compuesto por los siguientes profesores: Dr. Florencio Aldaya Valverde (*Presidente*), Dr. André Michard (*Vocal*), Dr. César Casquet Martín (*Vocal*), Fernando Nieto García (*Vocal*), Juan Carlos Balanyá Roure (*Secretario*), obteniendo la calificación de "apto cum laude".

En sesión ordinaria de Junta de Gobierno de la Universidad de Granada se acordó la concesión del **Premio Extraordinario de Doctorado en Geología** para el curso académico 1993-94 al autor por este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Durante estos últimos años, muchas han sido las personas que han compartido conmigo su experiencia, trabajo y apoyo. Estas aportaciones me han enriquecido y han influido notablemente en la configuración final de esta tesis doctoral.

En primer lugar quiero expresar un especial agradecimiento a los directores de esta tesis, Víctor García-Dueñas del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y Bruno Goffé del Departamento de Geología de L'Ecole Normale Supérieure de París. Víctor ha colaborado, de manera incondicional, en todas las fases de la realización de este trabajo; su predisposición a discutir sobre cualquier aspecto en relación con las Cordilleras Bético-Rifeñas, ha sido enormemente apreciada. Bruno me ha transmitido su pasión por las asociaciones minerales en general y en particular por las derivadas de un metamorfismo de alta presión-baja temperatura.

Mi agradecimiento a Fernando Simancas, el tutor de esta tesis, ya que me ha ofrecido en todo momento su colaboración, especialmente en la fase inicial de esta investigación.

Este trabajo se ha beneficiado de la realización de numerosas estancias en el École Normale Supérieure de París. Agradezco a Martine Lagache, directora del laboratorio de Geoquímica de este Centro su acogida y la disponibilidad de todos los medios a su alcance, posibilitando mi integración como un miembro más de su equipo.

Deseo agradecer la confianza y apoyo de aquellas personas con las cuales he compartido discusiones científicas de las que, directa o indirectamente se ha beneficiado esta tesis doctoral, con una mención especial a: Francisco Alonso, Antonio Azor, Dov Avigad, Juan Carlos Balanyá, Mohamed Bouybaouene, Christian Chopin, Ana Crespo, Phillipe D'Arco, Phillipe Davy, Francisco Delgado, Phillipe Gillet, Caroline Henry, Laurent Jolivet, José Miguel Martínez, André Michard, Fernando Nieto, Miguel Orozco, Mario Sánchez-Gómez, Juan Ignacio Soto, Thomas Theye, Olivier Vidal, Anke Went.

He de dejar constancia de mi gratitud a Dov Avigad, Marc Fournier, Stephen Hillier, Olivier Vidal y Anke Went que han demostrado una exquisita hospitalidad durante mis estancias en París.

Gracias a las personas encargadas de realizar trabajos de apoyo a la investigación, entre los que destaco a: José Roca, Miguel Calpena y Jacques Cassareuil en la realización de láminas delgadas; Pascual y Lucile Mamou en la realización de análisis por difracción de R-X. Michel y Miguel Ángel Hidalgo como técnicos de las microsondas electrónicas de las Universidades de París VI y Granada respectivamente. Felipe Toro ha realizado algunas de las figuras de esta tesis y ha colaborado en el montaje de esta memoria.

Esta tesis doctoral se enmarca dentro de un proyecto de colaboración científica entre el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y el Departamento de Geología de L'Ecole Normale Supérieure de París. Las estancias en París han sido financiadas por: una acción integrada CNRS-CSIC y por la Universidad de Granada a través de su programa especial. Así mismo, el trabajo de investigación se ha financiado con recursos de los siguientes proyectos de la DGICYT números: PB87-0461-C02-01; PB91-0156-C02-01 y PB92-0020-C02-01 por parte española y por el laboratorio de Geoquímica del E.N.S de París por parte francesa. La publicación de esta tesis ha sido financiada por el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía "Tectónica alpina y tectónica reciente" y por el laboratorio de Geoquímica del E.N.S. de París.

Finalmente, deseo expresar mi agradecimiento a todos los amigos y familia, especialmente a Lola, que me han aportado su colaboración y aliento en todo momento durante la realización de este trabajo.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	VI
RESUMEN	XIII
ABSTRACT	XVII
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. El Dominio de Alborán en la cadena Bético-Rifeña	1
1.2. Propósitos y Metodología	5
1.2.1 Propósitos	5
1.2.2 Metodología	8
1.3. Localización geológica de las áreas de estudio	10
2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE: DEFINICIÓN Y LITOLOGÍA	13
2.1. Definición	13
2.2. Correlación entre unidades alpujárrides. Criterios	14
2.3. Establecimiento de una sucesión tipo para las unidades del Complejo Alpujárride	18
2.3.1. Formación carbonática	21
2.3.2. Formación de filitas	24
2.3.3. Sucesión de esquistos	25
2.3.4. Formación de gneises	26
2.4. Peculiaridades de la sucesión en cada una de las unidades estudiadas	28
2.4.1. Unidades tipo Lújar-Gádor	28
2.4.2. Unidades tipo Escalate	30
2.4.2.1. Unidad de Cástaras	30
2.4.2.2. Unidad de Alcázar	32
2.4.3. Unidades tipo Herradura	32
2.4.3.1. Unidad del Jate	32
2.4.3.2. Unidad de Alberquillas	33
2.4.3.3. Unidad de Tejeda	33
2.4.4. Unidades tipo Salobreña	34

2.4.4.1. Unidad de Murtas	34
2.4.4.2. Unidad de Salobreña	35
2.4.4.3. Unidad de Trevenque	36
2.4.5. Unidades tipo Jubrique	36
2.4.5.1. Unidad de Adra	36
2.4.5.2. Unidad de Jubrique	37
3. ESTRUCTURAS PENETRATIVAS DENTRO DE LAS UNIDADES ALPUJÁRRIDES	39
3.1. Foliaciones	40
3.1.1. Foliación S1	40
3.1.2. Foliación principal (Sp)	43
3.1.3. Foliación Scn	45
3.1.4. Foliación Scw	47
3.2. Pliegues	47
3.2.1. Pliegues previos a Sp	47
3.2.2. Pliegues posteriores a la foliación principal	48
3.2.2.1. Pliegues Pcn	48
3.2.2.2. Pliegues Pce	51
3.2.2.3. Pliegues Pcw	52
3.2.3. Pliegues Neógenos	54
3.3. Lineaciones	55
3.3.1. Lineación NE	55
3.3.2. Lineación N	57
4. METAMORFISMO DE LAS FORMACIONES TRIÁSICAS Y PÉRMICAS	59
4.1. Introducción	59
4.2. Antecedes sobre el metamorfismo Alpujárride	60
4.3. Características mesoscópicas y relaciones texturales	63
4.3.1. Unidades tipo Lújar-Gádor	63
4.3.1.1. Relaciones texturales	65
4.3.2. Unidades tipo Escalate	66
4.3.2.1. Relaciones texturales	67
4.3.3. Unidades tipo Salobreña	70
4.3.3.1. Relaciones texturales	71

4.3.4. Unidades tipo Jubrique	74
4.3.4.1. Relaciones texturales	75
4.4. Descripción óptica y cristalquímica de las principales fases minerales	76
4.4.1. Fe-Mg Carfolita	76
4.4.2. Cloritoide	82
4.4.3. Clorita	85
4.4.4. Sudoita	86
4.4.5. Cookeita	91
4.4.6. Saliotita	94
4.4.7. Aragonito	95
4.4.8. Pirofilita	99
4.4.9. Distena	100
4.4.10. Estauroilita-Zn	101
4.4.11. Micas blancas	103
4.4.12. Margarita	104
4.5. Química mineral y relaciones de fases	110
4.5.1. Relaciones Fe/Mg entre minerales coexistentes del sistema F.M.A.S.H	112
4.5.2. Relaciones en diagramas AFM	117
4.5.2.1. Unidades tipo Lújar-Gádor	118
4.5.2.2. Unidades tipo Escalate	120
4.5.2.3. Unidades tipo Salobreña	124
4.5.2.4. Unidades tipo Jubrique	128
4.5.2.5. Conclusiones	131
4.6. Evolución metamórfica y Trayectoria P-T	133
4.6.1. Unidades tipo Lújar-Gádor	135
4.6.2. Unidades tipo Escalate	137
4.6.3. Unidades tipo Salobreña	143
4.6.4. Unidades tipo Jubrique	149
4.7. Importancia de los fluidos en la evolución retrógrada del metamorfismo	151
4.7.1. Sistema L.A.S.H.	153
4.7.2. Relaciones entre la cristalización de cookeita y las condiciones P-T	153
4.7.3. Sistema N.C.K.M.A.S.H.	159
4.7.4. Crecimiento de micas y/o albita durante la evolución metamórfica	160

5. METAMORFISMO DE LAS SUCESIONES METAPELÍTICAS PALEOZOICAS	167
5.1. Introducción	167
5.2. Mineralogía	170
5.2.1. Estauroлита	170
5.2.2. Granate	173
5.2.2.1. La zonación en el granate	175
5.2.3. Fengita	181
5.2.4. Biotita	182
5.3. Geotermobarometría	183
5.3.1. Termómetros	184
5.3.2. Barómetros	187
5.4. Estimaciones Geotermobarométricas y Trayectoria P-T de las rocas Paleozoicas	189
5.4.1. Unidades tipo Herradura	189
5.4.1.1. Unidad de Herradura	189
5.4.1.2. Unidad de Tejada	196
5.4.2. Unidades tipo Salobreña	201
5.4.2.1. Unidad de Salobreña	201
5.4.2.2. Unidad de Murtas	206
5.4.3. Unidades tipo Jubrique	209
5.4.3.1. Unidad de Jubrique	209
5.4.3.1.1. Esquistos grafitosos	210
5.4.3.1.2. Gneises granatíferos	212
5.4.3.2. Unidad de Adra	219
5.5. Transformación retrógrada de andalucita en los esquistos	222
6. SIGNIFICACIÓN DE LA EVOLUCIÓN TECTONO-METAMÓRFICA	
ALPUJÁRRIDE	225
6.1. Introducción	225
6.2. Adelgazamiento cortical y metamorfismo	226
6.3. Los episodios contractivos pre-Miocenos y sus condiciones P-T	229
7. DESMEMBRAMIENTO EXTENSIONAL MIOCENO DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE	237

7.1. Introducción	237
7.2. Características de los límites entre unidades Alpujárrides	238
7.3. Estructura actual de los Alpujárrides	240
7.3.1. Área de La Contraviesa	240
7.3.2. Área de Sierra Almijara	244
7.3.3. Área de Sierra Tejeda	246
7.3.4. Área de Sierra Alhamilla	248
7.3.5. Área del borde noroccidental de la Sierra Bermeja	249
8. PRINCIPALES CONCLUSIONES	253
9. BIBLIOGRAFÍA	257
10. LÁMINAS DE FOTOGRAFÍAS	285
ANEXOS	299
Situación de muestras	301
Análisis químicos de los principales minerales	309
Mapa: Unidades Alpujárrides al S y SW de Sierra Nevada	327

RESUMEN

Este trabajo trata de inscribir las investigaciones puramente estructurales, sobre el Complejo Alpujárride (posición intermedia dentro del Dominio de Alborán; Cordilleras Bético-Rifeñas), dentro del marco físico-químico impuesto por las indicaciones termobarométricas del metamorfismo.

El carácter polifásico del metamorfismo Alpujárride y el cortejo de estructuras registradas en las unidades alpujárrides manifiestan una compleja evolución tectono-metamórfica. El análisis de esta evolución debe efectuarse desde una nueva perspectiva a la luz de los nuevos hallazgos regionales tanto en el campo del metamorfismo como en el de la tectónica. Este trabajo de investigación se plantea con el objetivo de evaluar la historia metamórfica de las unidades alpujárrides y su relación con el registro estructural.

Los materiales del Complejo Alpujárride han sufrido un metamorfismo alpino en condiciones de alta presión-baja temperatura (AP-BT), bien registrado en los términos más altos actualmente reconocidos de la secuencia (de edad Triásica y Permo-Triásica). Este metamorfismo, común en otras cadenas perimediterráneas, se caracteriza por asociaciones en las que intervienen los siguientes minerales: Fe-Mg carfolita, cloritoide, pirofilita, aragonito. La coexistencia de Mg-carfolita-distena-clorita ha sido descrita por primera vez en la naturaleza, descubierta en esta región, aunque había sido prevista teóricamente al considerar el límite de estabilidad de la Mg-carfolita ante incrementos de temperatura.

El metamorfismo de AP-BT es el registro más antiguo de los observados en las rocas Permo-Triásicas alpujárrides. La comparación de dicho registro en los niveles litoestratigráficos de transición entre la formación filítica (Permo-Triás) y carbonática (Triás inferior-medio) evidencia diferencias en las condiciones P-T alcanzadas durante este episodio metamórfico. Estas diferencias complementadas con otros criterios tales como los litoestratigráficos y la posición estructural, permiten agruparlos en cinco unidades tipo, que de abajo a arriba son: a) Lújar-Gádor, b) Escalate, c) Herradura, d) Salobreña y e) Jubrique (o Adra, más al E).

a) En las unidades tipo Lújar-Gádor, la Fe-Mg carfolita está ausente por lo que la presión no debe superar los 7 Kb. Asociaciones con sudoita, clorita, pirofilita y cloritoide limitan la temperatura máxima a 350°C. La cristalinidad de las micas de un tamaño inferior a 2µm, contenidas en intercalaciones pelíticas dentro de los carbonatos, confirman que la temperatura en estas rocas no ha superado los 350°C (límite anchizona-epizona) en toda la evolución metamórfica.

b) En las unidades tipo Escalate, la presencia de Fe-Mg carfolita asociada con cloritoide, permite establecer unas condiciones de 8 Kb/375°C para el episodio de AP/BT.

c) En las unidades tipo Herradura, se evidencia un registro metamórfico precoz de alta presión (mínimo 11 Kb), aunque la temperatura puede alcanzar los 550-600°C.

d) En las unidades tipo Salobreña aparece la asociación Mg-carfolita+distena+clorita que determina unas condiciones de unos 10 Kb/425°C para el mismo episodio.

e) En las unidades tipo Jubrique, se han establecido unas condiciones mínimas de 9 Kb/450°C (asociación cloritoide-distena-clorita).

Se atribuye al episodio de AP-BT una foliación (S1; definida por la orientación de algunos minerales) y pliegues isoclinales sólo conservados en dominios lenticulares.

Tras el episodio de AP-BT, las unidades sufrieron una fuerte descompresión sin cambio importante de la temperatura. La descompresión facilita la circulación de fluidos intersticiales y favorece las reacciones iónicas entre fases aluminosilicatadas, dando lugar a especies de cloritas (cookeita y cloritas trioctaédricas ferromagnesianas) y micas (moscovita, paragonita y margarita) dependiendo de la variación de P y T.

En las unidades que poseen una sucesión más completa se han evaluado las diferencias en el registro metamórfico a diferentes niveles de la secuencia. El patrón de variación indica un

incremento progresivo en el grado metamórfico hacia niveles más bajos. Esta polaridad metamórfica se produce en los primeros episodios y se mantiene hasta las últimas etapas de la evolución orogénica pre-Miocena.

Durante la descompresión se desarrolla una foliación de aplastamiento (foliación principal, Sp) acompañada de una importante blastesis (sin y postcinemática) en condiciones de presiones intermedias. Esta foliación es la más penetrativa en los materiales alpujárrides y el considerable aplastamiento que la acompaña, determina su paralelismo con los límites litológicos (S0) y la foliación previa (S1).

Se ha evaluado la variación de las condiciones de P, T a lo largo de la evolución metamórfica, a diferentes niveles de la secuencia litológica de aquellas unidades cuya sucesión es más potente y completa (trayectorias P-T). La pauta general consiste en incrementos progresivos del grado metamórfico para rocas cada vez más antiguas. La polaridad metamórfica y la de la secuencia litológica coinciden en cada unidad cuando se considera la zonación metamórfica representativa de la distribución de asociaciones minerales correspondientes tanto al evento inicial de AP-PT como a la descompresión inicial, a temperatura casi constante, subsiguiente.

La polaridad respecto a la posición actual se alteró sin embargo, por efecto de estructuras contractivas desarrolladas más tarde, aunque también sean pre-miocenas.

La foliación Sp está afectada por pliegues recumbentes plurikilométricos de eje E-W representados a escala regional (Pcn). Estos pliegues son los que invierten la polaridad de la zonación metamórfica, condensada durante el aplastamiento sin-Sp. Esta fase contractiva de vergencia N debe ser la causante de las superposiciones a gran escala de unidades o rocas más severamente metamorfizadas sobre otras que lo son menos. Sin embargo, este dispositivo de cabalgamientos no genera incrementos de carga significativos, es decir, que produzcan la cristalización de asociaciones minerales críticas.

El análisis del registro metamórfico a distintos niveles de la secuencia evidencia que el gradiente geotérmico, inicialmente de aproximadamente 15°C/Km, sufre fuertes modificaciones durante la evolución metamórfica. Los gradientes inferidos al inicio de la fase de pliegues vergentes al N (Pcn) están en torno a los 50°/Km.

Las relaciones geométricas entre la foliación principal (adoptada como superficie de referencia) y las superficies que limitan las unidades alpujárrides junto con el sentido de transporte a lo largo de esas superficies, evidencia que la mayor parte de ellas poseen un régimen extensional. Son fallas normales de bajo ángulo (FNBA) desarrolladas en condiciones frágiles.

Las FNBA pertenecen principalmente a dos sistemas: a) El sistema extensional de Contraviesa y b) el sistema extensional de Filabres.

En el primero, de edad Langhiense, el sentido de movimiento del bloque de techo es hacia el N. A este sistema pertenecen la mayoría de los límites entre unidades en el sector central de la Cordillera al S de Sierra Nevada.

En el segundo, de edad Serravaliense, el sentido de movimiento del bloque de techo es hacia el SW. Este sistema está bien desarrollado en la Sierra Alhamilla y en sector central de la cadena.

A niveles estructuralmente más altos dentro de la pila alpujárride se desarrollan fallas normales de bajo ángulo de edad Serravaliense y con una cinemática similar a las del sistema extensional de Filabres.

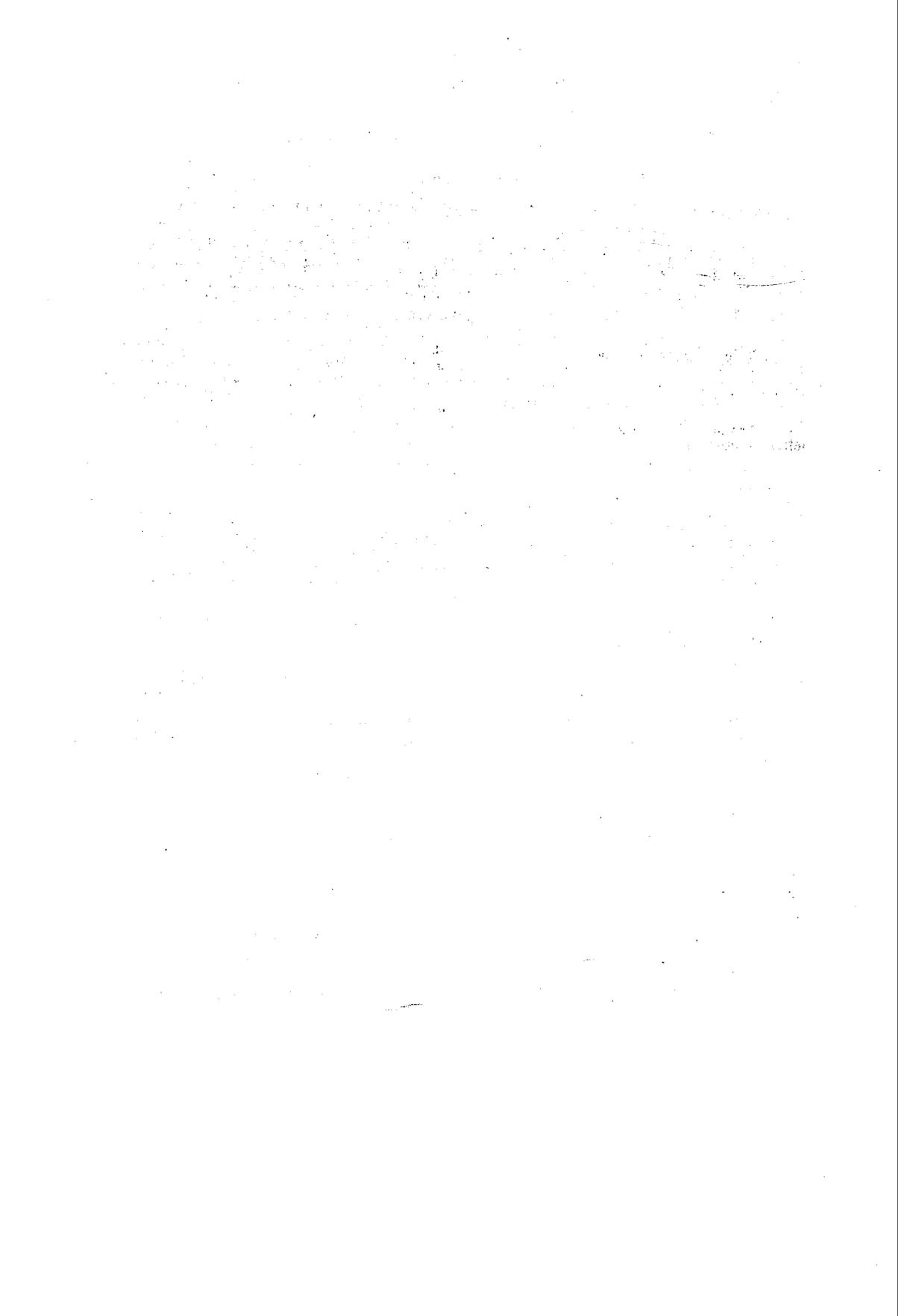
En la historia Neógena de los materiales alpujárrides se evidencia que la extensión Miocena es interrumpida por un episodio contractivo cuyas estructuras más manifiestas son pliegues mayores de orientación E-W. Los sistemas de FNBA están afectados por estos

pliegues. A causa de estos pliegues, algunas FNBA han sido interpretadas como cabalgamientos.

El Complejo Maláguide, carente de registro metamórfico alpino, y situado encima de los Alpujárrides se considera el bloque de techo del edificio colisional en el que se desarrollan las facies AP-BT. Como en el ámbito del Complejo Alpujárride no se han encontrado indicios de corteza oceánica y las unidades alpujárrides están esencialmente constituidas por rocas de corteza media-superior, esa colisión tuvo que ser del tipo continente-continente.

Un segundo episodio colisional reorganiza la pila de unidades después de que hubieran sido fuertemente adelgazadas durante el episodio de alargamiento litosférico con el que se relacionan las facies de presión intermedia. Posiblemente durante este episodio se produce la superposición del Complejo Alpujárride sobre el Complejo Nevado-Filábride, sin que esto implique que el metamorfismo de AP-BT de este último tenga relación con esta superposición.

La historia colisional del Complejo Alpujárride, y por añadidura su evolución metamórfica, es previa a la formación del Arco de Gibraltar. En efecto, la superposición del dominio cortical de Alborán sobre los paleomargenes vecinos (Subibérico y Magrebi), ocurrida durante el Mioceno, es en términos generales contemporánea del adelgazamiento a gran escala que culmina con la formación del mar de Alborán.



ABSTRACT

This work describes structural research on the Alpujarride Complex (intermediate location within the Alboran Domain, Betics Cordilleras), within the physico-chemical bounds imposed by the thermobarometric signs of the metamorphism.

The multiphase nature of Alpujarride metamorphism and the group of structures recorded in the Alpujarride units result in a complex tectono-metamorphic history. New regional findings on metamorphism as well as tectonics mean that any analysis of the evolution of this area must be undertaken from new perspectives. Such is the goal of this thesis, which aims to evaluate the metamorphic history of the Alpujarride units and its relationship with the structural record.

The Alpujarride Complex rocks have undergone high-pressure/low-temperature (HP/LT) Alpine metamorphism, which is well recorded in the highest known parts of the sequence (Triassic and Permo-Triassic). This metamorphism, common in other Mediterranean chains, is characterised by associations including the minerals Fe-Mg Carpholite, Chloritoid, pyrophyllite, and aragonite. The co-existence of Mg-Carpholite-kyanite-chlorite was first discovered in nature in this region by the author, although it had been theoretically postulated taking into account the stability boundary of Mg-carpholite when faced with increases in temperature.

The HP-LT metamorphism is the oldest record observed in the Alpujarride Permo-Triassic rocks. A comparison of this record in the lithostratigraphic layers comprising the transition between the phyllite formation (Permo-Triassic) and the carbonate one (lower-middle Triassic) shows evidence of differences in the PT conditions during this metamorphic episode. Considered in conjunction with other criteria such as lithostratigraphy and structural position, five type units arise, from bottom to top: a) Lújar-Gádor, b) Escalate, c) Herradura, d) Salobreña, and e) Jubrique (or Adra, farther E).

a) In the Lújar-Gádor type units, the Fe-Mg carpholite is absent, indicating the pressure did not surpass 7 Kb. Association with sudoite, chlorite, pyrophyllite, and chloritoid limit the maximum temperature to 350°C. Mica crystallinity (under 2µm occurring in pelitic intercalations within the carbonates) confirms that the temperature never went above 350°C (anchizone-epizone boundary) during the entire metamorphic history.

b) In the Escalate-type units, the presence of Fe-Mg carpholite associated with chloritoid points to conditions of 8 Kb/375°C for the HP/LT episode.

c) The Herradura-type units show early HP metamorphism (minimum 11 Kb), although the temperature may have reached 550-600°C.

d) In the Salobreña-type units, the Mg-carpholite-kyanite-chlorite association appears, indicating conditions of about 10 Kb/425°C.

e) The Jubrique-type units had minimum conditions of 9 Kb/450°C (chloritoid-kyanite-chlorite association).

Attributed to the HP-LT episode are a foliation (S1, defined by the orientation of certain minerals) and isoclinal folds preserved only in lens-shaped domains.

After the HP-LT episode, the units underwent significant decompression without any important changes in temperature. The decompression eased the flow of interstitial fluids and favoured ionic reactions among aluminosilicate phases, giving rise to chlorite species (cookeite and ferromagnesian trioctahedral chlorites) and mica species (muscovite, paragonite, and margarite), depending on the variations in P and T.

In the units with more complete records, the differences in the metamorphic record have been evaluated at different sequence levels. The trend is for a progressive increase in the metamorphic grade toward lower levels. This metamorphic polarity occurs in the first episodes and continues to the last stages of pre-Miocene orogenic evolution.

During the decompression there was a flattening foliation (main foliation, Sp) accompanied by significant crystallisation (syn- and post-kinematic) in intermediate pressure conditions. This is the most penetrative foliation of the Alpujarride rocks, while the considerable flattening associated with it caused it to be parallel to the lithological boundaries (S0) and the prior foliation (S1).

The general trend of these differences in the record at different levels is of progressive increases in metamorphic grade the older the rocks. The polarity of the metamorphism and of the lithological sequence coincides in each unit when considering the metamorphic zonation that is representative of the distribution of the mineral associations corresponding both to the initial HP-LT event and to the initial decompression at nearly constant temperature.

Nevertheless, the polarity changed with respect to its original position due to the contractive structures that developed later, although they were also pre-Miocene.

The Sp foliation is affected by regional E-W recumbent folds many kilometres long (Pen). These folds inverted the polarity of the metamorphic zonation that was condensed during the syn-Sp shortening. This N-verging contractive phase must have been responsible for the large-scale superpositions of highly metamorphosed rocks or units over ones that are less so. Nevertheless, this pattern of overthrusting did not generate significant increases in load, that is, did not bring about the crystallisation of critical mineral associations.

Analysis of the metamorphic record at different levels of the sequence reveals that the geothermal gradient, initially about 15°C/km, underwent many changes during its evolution. The gradients inferred at the beginning of the phase of N-verging folds (Pcn) are around 50°C/km.

The geometrical relationships between the main foliation (taken as the reference surface) and the surfaces that limit the Alpujarride units, together with the sense of direction along those surfaces, indicate that most of the faults are normal, low-angle (LANF) extensional faults that developed under brittle conditions.

The LANS belong primarily to two systems: a) the Contraviesa extensional system and b) the Filabres extensional system.

In the Contraviesa system (Langhian), the sense of movement top-to-the-N. Most of the boundaries between units in the central sector of the Cordillera to the S of Sierra Nevada are part of this system.

In the Filabres system (Serravallian), the sense of movement top-to-the-SW. This system is well developed in the Sierra Alhamilla and in the central sector of the mountain chain.

At structurally higher levels within the Alpujarride stack there are low-angle normal faults of Serravallian age with kinematics similar to those of the Filabres extensional system.

The Neogene history of the Alpujarride rocks reveals that the Miocene extension was interrupted by a contractive episode whose most obvious structures are large E-W folds. The LANS systems are affected by these folds, leading to some LANS having been interpreted as thrusts.

The Malaguide Complex, lacking an Alpine metamorphic record and lying on top of the Alpujarrides, is considered to be the hanging-wall of the collisional building in which the HP-LT facies developed. Given that in the Alpujarride Complex no signs of oceanic crust have been found and the Alpujarride units are primarily comprised of middle to upper crustal rocks, the collision must have been continent-continent.

A second collisional episode reorganised the stack of units after they had been heavily thinned during the lithospheric stretching episode, which develops in intermediate-pressure facies. It may have been during this episode that the superposition of the Alpujarride Complex

over the Nevado-Filabride Complex occurred, without that meaning that the HP-LT metamorphism of the latter has any relation with this superposition.

The collisional history of the Alpujarride Complex, and therefore its metamorphic evolution, was prior to the formation of the Gibraltar Arc. In fact, the superposition of the Alboran crustal domain over the neighbouring paleomargins (Subiberian and Maghrebian), during the Miocene, is in general terms contemporaneous with the large-scale thinning that culminated in the formation of the Alboran Sea.

1.1. EL DOMINIO DE ALBORÁN EN LA CADENA BÉTICO-RIFEÑA

Las Béticas y el Rif constituyen un conjunto orogénico formado entre dos grandes placas (África y Europa) en un contexto en donde se manifiestan el engrosamiento y adelgazamiento corticales no directamente relacionados con la cinemática de las placas adyacentes. Esta situación es generalizable a una gran parte del Mediterráneo occidental (Dewey et al., 1989), del que forman parte las cadenas Bético-Rifeñas junto con la Cuenca de Alborán.

El arco de Gibraltar se ha formado en ese contexto como resultado de una colisión continental aproximadamente E-W que dio lugar a la yuxtaposición de distintos dominios de corteza pre-Miocenos (Balanyá y García-Dueñas, 1987). Los complejos y unidades mayores involucrados en la colisión, pertenecían entonces a cuatro dominios corticales (García-Dueñas y Balanyá 1986, Balanyá y García-Dueñas 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Fig.1.1): **Dominio Sudibérico** que representa el paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico; **Dominio Magrebí** que constituyó, durante el mismo periodo de tiempo, el paleomargen septentrional africano; **Dominio del Surco de Flyschs** que está representado por un conjunto de unidades de cobertera derivadas de un surco profundo (Durand-Delgá, 1980) cuyo basamento formó parte de un dominio de litosfera continental probablemente muy adelgazada. Estas unidades son cabalgantes sobre los Dominios Sudibérico y Magrebí; **Dominio de Alborán**, cabalgante sobre los tres dominios precedentes, constituido por cinco complejos

alóctonos, cuatro de los cuales tienen representación en ambos márgenes de la cuenca de Alborán.

Dentro del Dominio Sudibérico podemos distinguir los siguientes complejos y subdominios (Fig.1.1): Subbético y unidades afines, Prebético, y Surco del Guadalquivir (de edad Mioceno). El basamento es la prolongación de la cadena hercínica de la Meseta Ibérica.

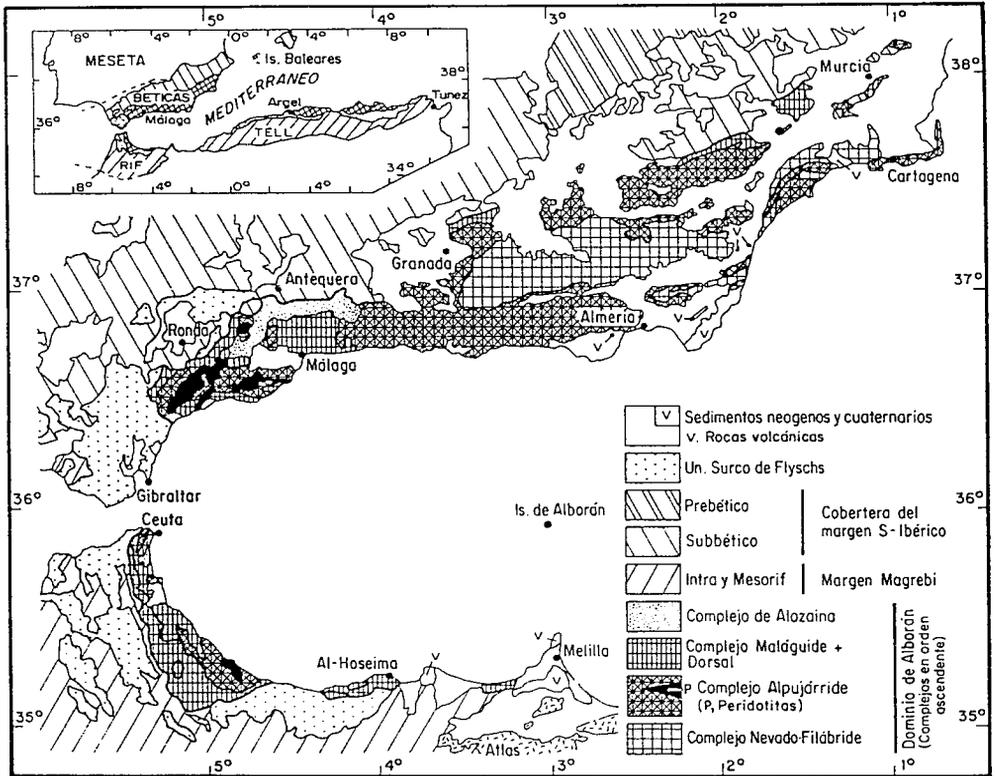


Fig. 1.1: Esquema tectónico de la cadena Bético-Rifeña. Basado en García-Dueñas et al., 1990 y Balanyá, 1991.

El Dominio Magrebi (Fig.1.1) está constituido por el Rif y Tell (a excepción de los mantos internos del Rif, Bokoyas y Kabiliyas). El basamento es la prolongación septentrional del Atlas.

El Dominio del Surco de los Flyschs (Fig.1.1) tiene representación en ambos brazos del Arco en los Flyschs mauritanienses, Flyschs massilienses y el Numídico.

Dentro del Dominio de Alborán se diferencian cinco complejos (Fig.1.2): tres Complejos de unidades metamórficas polifásicas más dos Complejos que se agregaron al Dominio de Alborán como consecuencia de estructuras retrovergentes asociadas al cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987).

Los dos últimos Complejos agregados al Dominio de Alborán son el de la Dorsal y Predorsal, y el de Alosaina (atendiendo a la diferenciación de Balanyá, 1991). El primero (Durand-Delgá y Foucault, 1967) está compuesto por las unidades imbricadas de la Dorsal constituidas por materiales comprendidos entre el Triás y el tránsito Paleógeno-Neógeno. Estas unidades descansan sobre las de la Predorsal (cuyas diferencias con respecto a las de la Dorsal son litológicas y estructurales; Balanyá, 1991) y son cabalgadas por los Complejos Maláguide y Alpujárride, en el lado externo del Arco. El Complejo de Alosaina es sedimentario (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987) y está constituido por un conjunto de elementos (afines a la Dorsal y la Predorsal) de estructura desorganizada que se incorporan a sedimentos del Mioceno inferior. Estos últimos son discordantes sobre los materiales Alpujárrides y Maláguides. El Complejo de Alosaina (Burdigaliense) se superpone largamente al Dominio de Alborán.

Los tres Complejos de unidades metamórficas constituyen la mayor parte del Dominio de Alborán y son de abajo arriba: *Nevado-Filábrides* (Egeler, 1964), *Alpujárrides* (Van Bemmelen, 1927) y *Maláguides* (Blumenthal, 1927). Esta individualización fue establecida por Egeler y Simon (1969) sobre la base de diferencias litoestratigráficas, posición estructural y grado de metamorfismo en los materiales constituyentes. El Complejo Nevado-Filábride no aflora en el margen rifeño, sin embargo Alpujárrides y Maláguides están respectivamente representados en este margen por los Complejos Ghomáride y Sébtide, que son exactamente correlacionables (Didon et al., 1973).

Los criterios de individualización de estos tres Complejos deben ser matizados, sobre todo a la luz de los hallazgos de los últimos años. En primer lugar, la posición estructural está bien establecida a lo largo de toda la cadena. El Complejo Nevado-Filábride ocupa la posición más baja y está totalmente recubierto por el Complejo Alpujárride que a su vez se recubre completamente por el Complejo Maláguide. Los límites de dichos Complejos, fueron inicialmente definidos como cabalgamientos (Egeler y Simon, 1969). Actualmente dichos contactos han sido reinterpretados como fallas normales de bajo ángulo de carácter frágil (Aldaya et al., 1984; García-Dueñas et al., 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Galindo-Zaldívar, 1990; Aldaya et al., 1991; Galindo-Zaldívar et al., 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993). Esto explica que, entre otras cosas, en determinadas verticales de la cadena se detecte la omisión total o parcial del Complejo intermedio (Alpujárride) y la consecuente aproximación de los Complejos

Maláguide y Nevado-Filábride.

Las secuencias litoestratigráficas de los tres Complejos son bastante parecidas en los términos paleozoicos (sobre todo las del Complejo Alpujárride y Nevado-Filábride). Sin embargo, los términos mesozoicos, siendo similares en los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, son diferentes de los presentes en el Complejo Maláguide. Los términos de edad más reciente datados en los dos Complejos más bajos son triásicos, mientras que en los Maláguides se conserva un registro sedimentario post-triásico que llega al Paleógeno.

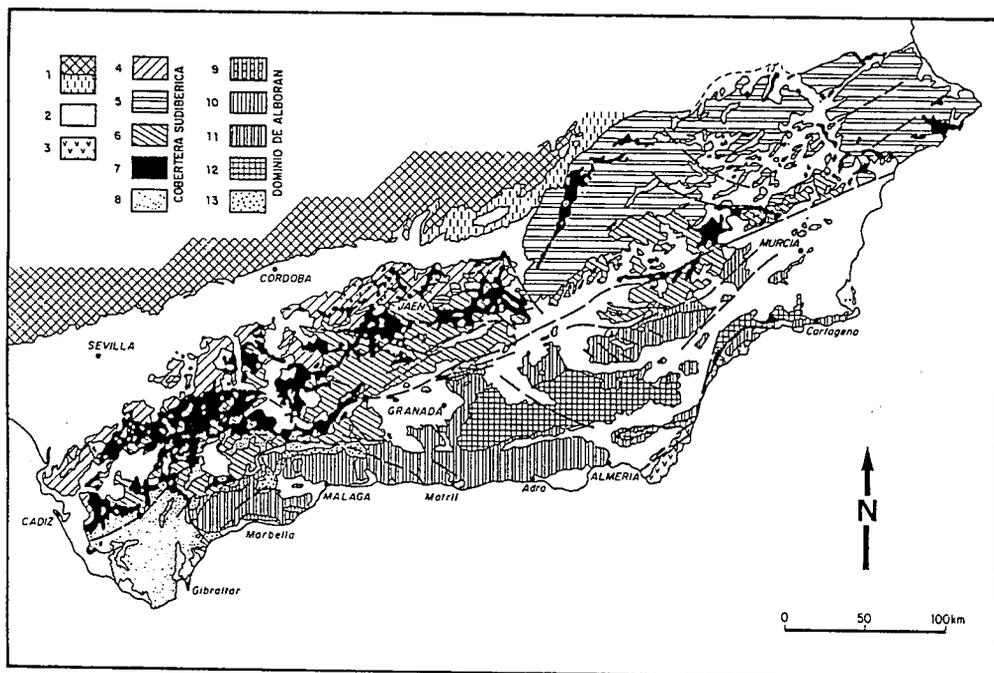


Fig. 1.2: Dominios y unidades mayores de la Cordillera Bética. 1) Macizo ibérico; 2) Sedimentos Neógenos y Cuaternarios; 3) Rocas volcánicas; 4) Complejo del Guadalquivir (Olistostromas); 5) Unidades del Prebético; 6) Unidades del Subbético; 7) Sedimentos triásicos subbéticos alóctonos; 8) Unidades del Surco de los Flyschs; 9) Complejo de la Dorsal y Predorsal; 10) Complejo Maláguide; 11) Complejo Alpujárride; 12) Complejo Nevado-Filábride; 13) Complejo de Alozaina.

Desde el punto de vista metamórfico, el Complejo Maláguide posee un registro de bajo grado en los términos paleozoicos, mientras que los términos más altos en la secuencia pre-triásica son poco o nada metamórficos. Dicho metamorfismo ha sido

atribuido a la orogenia hercínica (Chalouan, 1986; Chalouan y Michard, 1990; Balanyá, 1991). En cambio, los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride están afectados por un metamorfismo polifásico, cuya edad alpina es generalmente aceptada (c.f. capítulo 5). Las dataciones radiométricas realizadas en diversos minerales metamórficos y para distintos sistemas isotópicos dan un intervalo de oscilación entre 48 y 14 M.a para el metamorfismo en ambos Complejos (Puga y Díaz de Federico, 1976; Priem et al., 1979; Michard et al., 1983; Zeck et al., 1989a y 1989b; Portugal-Ferreira et al., 1988; Monié et al., 1991a y b; De Jong, 1991; De Jong, 1992). La diferencia de grado metamórfico a la que se alude para la diferenciación entre materiales Alpujárrides y Nevado-Filábrides (Egeler y Simon, 1969) no puede expresarse de una manera simple. Si bien existen diferencias en los registros metamórficos de ambos complejos, estas diferencias cada vez son más reducidas. En un principio, se aludía a la inexistencia de un episodio de alta presión en el Complejo Alpujárride que estaba bien caracterizado en el Complejo Nevado-Filábride (de Roever et al., 1961; Nijhuis, 1964; de Roever y Nijhuis, 1963; Linthout y Westra, 1968; de Roever, 1972; Egeler, 1974; Kampschuur, 1972; Hermers, 1978; Gómez-Pugnaire, 1979; Vissers, 1981; Martínez-Martínez, 1986; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Puga et al., 1988 y 1989; Bakker et al., 1989; Jabaloy, 1991; Soto, 1991). Sin embargo, un episodio de alta presión ha sido detectado recientemente en el Complejo Alpujárride (Goffé et al., 1989; Bakker et al., 1989; Azañón y Goffé, 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991; Azañón et al., 1992; Azañón et al., 1994; Azañón et al., 1995), si bien algunos indicios ya se pusieron de manifiesto con anterioridad (Simon, 1963; de Roever y Nijhuis, 1963; Westra, 1969; Kampschuur, 1972) (cf. capítulo 4). Ambos Complejos incluyen unidades que presentan evoluciones metamórficas diferenciadas, aunque es complicado, en términos globales, designar similitudes o diferencias en la evolución metamórfica de ambos. En el capítulo 2 se exponen más ampliamente las características del Complejo Alpujárride.

1.2. PROPÓSITOS Y METODOLOGÍA

1.2.1. Propósitos

El estado actual de conocimientos sobre el Complejo Alpujárride es adecuado para inscribir las investigaciones puramente estructurales en el marco físico-químico impuesto por las indicaciones termobarométricas del metamorfismo. El carácter polifásico de este metamorfismo y el cortejo de estructuras registradas en las unidades alpujárrides manifiestan una compleja evolución tectono-metamórfica. El análisis de esta evolución debe efectuarse desde una nueva perspectiva a la luz de los nuevos hallazgos regionales tanto en el campo del metamorfismo como en el de la tectónica. Este trabajo de investigación se plantea con el objetivo de evaluar la historia metamórfica de las unidades alpujárrides y su relación con el registro estructural.

Con este propósito se seleccionó un área representativa, en la cual se hallan incluidas la mayor parte de las unidades alpujárrides. Esta área está ubicada al S del paralelo de Granada, entre los meridianos 3° 45'W y 3° 15' W. En primer lugar, se han investigado las posibles variaciones en el registro metamórfico de las diferentes unidades alpujárrides. Para ello, se ha comparado un mismo nivel de la secuencia litoestratigráfica en todas las unidades. En la elección de un nivel tipo o guía para dicha comparación habían de tenerse en cuenta varios factores:

a) La composición química de dicho nivel debía ser suficientemente favorable como para que este factor no restringiese la formación de asociaciones minerales metamórficas representativas.

b) Debían ser niveles litológicamente característicos, cuya posición en la secuencia alpujárride fuera aproximadamente la misma en todas las unidades.

c) La edad debía ser conocida o aproximadamente estimada en función de su posición, teniendo en cuenta la considerable reducción de espesor, debida a extensión distribuida, a la que han sido sometidas todas las unidades alpujárrides.

Los niveles tipo seleccionados en función de todos estos factores han sido las intercalaciones calcoesquistosas y los niveles pelíticos adyacentes, situados en la parte superior de la formación de filitas y cuarcitas en las proximidades de la formación carbonática suprayacente (cf. capítulo 2). En algún caso se han descrito calcoesquistos de otros niveles de la secuencia alpujárride. En los casos de ausencia de calcoesquistos, se han seleccionado los niveles más altos de la Formación de filitas y cuarcitas. Sin embargo, un factor de consideración es que el contacto calizas-filitas suele ser un despegue extensional de carácter frágil, con omisiones de entidad variable en cada caso. Por todo ello se ha realizado una observación estructural detallada en las zonas de muestreo.

Una vez efectuado el análisis del metamorfismo en estos niveles, se ha procedido al estudio general de las diferentes asociaciones minerales a lo largo de toda la secuencia alpujárride en cada unidad. De este modo, se ha evaluado la posible variación del registro metamórfico en la vertical, asumiendo que cada unidad alpujárride constituyó una lámina cortical en la que inicialmente todas las partes de la secuencia eran solidarias, aunque la historia tectono-metamórfica haya contribuido a engrosar y/o adelgazar dicha secuencia. Esta asunción se basa fundamentalmente en dos hechos:

a) Cuando las unidades están parcialmente preservadas de la acción de los sistemas extensionales, la transición entre las distintas formaciones que las constituyen es de carácter gradual.

b) En caso de existir despegues extensionales internos, estos se distribuyen de manera discreta a lo largo de toda la unidad, aunque su localización pueda estar condicionada por cambios de competencia entre los materiales (niveles cuarcíticos, metapelitas, carbonatos). No se observa la existencia de un despegue tectónico significativo entre las formaciones Permo-Triásicas y las formaciones Paleozoicas, aunque existen unidades desprovistas de estas últimas.

Así las variaciones P-T encontradas a distintos niveles de la secuencia, se atribuyen a diferencias de su posición en la vertical, siendo función del gradiente de temperatura en las distintas etapas de la evolución tectono-metamórfica.

La segunda parte de la investigación del metamorfismo se ha encaminado a estudiar la evolución metamórfica de otras unidades alpujárrides fuera del área tipo seleccionada con el propósito de:

a) Efectuar una correlación entre las unidades de la pila que presentan evolución metamórfica y posición estructural similar. Estas unidades probablemente constituyeron un único segmento cortical en la primera etapa contractiva de la orogenia alpina, aunque posteriormente se han reorganizado por la acción de diferentes procesos tectónicos (contractivos y extensionales).

b) Analizar las similitudes y/o diferencias tectono-metamórficas entre las unidades de distintos sectores de la cadena, así como las variaciones laterales de la evolución metamórfica dentro de la misma unidad (u otra de similar posición tectónica). Con este propósito, se han muestreado unidades alpujárrides a lo largo de las Béticas, desde el extremo occidental (área de Jubrique) hasta el sector centro-oriental (área de la Sierra Alhamilla). Las unidades alpujárrides situadas al N de Sierra Nevada, no han sido abordadas en esta investigación y serán el objeto de próximos trabajos. No obstante, dentro del área seleccionada se han investigado las unidades alpujárrides comprendidas entre la costa y el paralelo de Granada con el objeto de controlar variaciones del registro metamórfico en dirección N-S.

Sin duda, el conocimiento de la estructura del Complejo Alpujárride ha merecido mayor atención que el metamorfismo por parte de los autores previos, pero eran necesarias nuevas precisiones. Así desde el punto de vista tectónico, se ha pretendido analizar las estructuras correspondientes a la evolución pre-Miocena del Complejo Alpujárride, separándolas de las sobrepuestas durante el Neógeno. En el caso de las estructuras penetrativas desarrolladas durante la evolución metamórfica, el propósito ha sido el de establecer sus características y las condiciones físicas en que se formaron. Las estructuras Neógenas se han estudiado desde la perspectiva de que son las que configuran en la actualidad la distribución de las unidades alpujárrides.

Sobre estos aspectos existían abundantes precedentes y resultados más conclusivos. Con todo se ha querido realizar una cuidadosa puesta al día a partir de la continua revisión y ampliación de los datos disponibles.

1.2.2. Metodología

La metodología utilizada en este trabajo es variada, abarcando desde los clásicos métodos de campo hasta los de laboratorio destinados a evaluar el metamorfismo de bajo grado.

Métodos de campo

En el campo se ha llevado a cabo la toma de datos estructurales y la recogida de muestras. El estudio de asociaciones minerales relictas ha exigido que el muestreo llevado a cabo haya sido especialmente selectivo. A pesar de examinar sistemáticamente la mayoría de los afloramientos de rocas Permo-Triásicas, únicamente se han recogido muestras que, cumpliendo las características impuestas en el epígrafe anterior, conservaran un registro metamórfico lo más completo posible. Por lo tanto, una primera selección se ha efectuado sobre el terreno. De las muestras obtenidas (aproximadamente 1000) a lo largo de todo el Complejo Alpujarride, se han realizado láminas delgadas (de las más importantes se recogen sus coordenadas en anexos) para efectuar un estudio petrográfico detallado de las asociaciones minerales y las relaciones con la deformación. Finalmente, 120 láminas han sido las escogidas para realizar análisis químicos y de difracción de R-X.

Con respecto a la estructura interna de las unidades, se ha medido la orientación de las estructuras planares (foliaciones, diaclasas) y lineares (lineación de estiramiento, lineación mineral, lineaciones de crenulación, ejes de pliegues) en todos los afloramientos muestreados. También se han examinado los límites actuales entre las diferentes unidades que constituyen el Complejo, verificando el carácter, régimen y cinemática de las estructuras que determinan dichos contactos.

No se han realizado mapas geológicos nuevos del área dada la existencia de mapas previos suficientemente detallados. Ha sido esencial el soporte cartográfico de las siguientes Hojas M.A.G.N.A. cuyos números figuran en bibliografía: García-Dueñas y González-Donoso, 1971; Avidad et al., 1981; Elorza et al., 1979; Aldaya et al., 1979; Aldaya, 1981; Aldaya et al., 1983a y b; García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1980; Avidad y García-Dueñas, 1981; Aldaya et al., en prensa. También los mapas de tesis doctorales de Aldaya, 1969a; Jacquin, 1970; Orozco, 1972; Gallegos, 1975; Avidad, 1976; Elorza, 1979; Cuevas, 1990; Balanyá, 1991). No obstante, se han efectuado modificaciones y sobre todo, se han reinterpretado la mayor parte de los contactos entre unidades, aunque su

trazado coincida con el previamente publicado (ver mapa geológico anexo).

Métodos de laboratorio

Únicamente han sido estudiadas rocas metapelíticas y excepcionalmente algunos cuerpos lenticulares de rocas básicas intercalados en la secuencia. Teniendo en cuenta el carácter de reliquia del metamorfismo de AP-BT, el estudio de estas rocas ha exigido una metodología específica. En la mayor parte de los casos, el mineral más representativo de este metamorfismo, la carfolita, se presenta en microfibras (en ocasiones con diámetros inferiores a 5 μm) preservadas en el interior del cuarzo. El análisis químico de estas microfibras se ha llevado a cabo en una microsonda electrónica Camebax de la Universidad de París VI. Para conseguirlo se ha reducido el diámetro del haz electrónico lo máximo posible (3 μm), haciéndolo incidir allí donde las microfibras salen del cuarzo. Las labores de situación del haz electrónico en el interior de la microfibra se han llevado a cabo por métodos ópticos directos y el apoyo de un EDS (Sistema de Energía dispersiva) que en todo momento refleja el espectro de la sustancia en la que incide el haz electrónico.

Las condiciones de trabajo en la microsonda Camebax han sido: 15 Kv, 10 nA, (procedimiento de corrección PAP). Los patrones utilizados son: Fe_2O_3 para el Fe, MnTiO_3 para el Mn, dióxido para el Mg y Si, CaF_2 para el F, esfalerita para el Zn y ortoclase para el Al.

En la microsonda Cameca SX-50 de la Universidad de Granada se han realizado análisis químicos de fibras de carfolita de un tamaño superior a 50 μm y otros minerales tanto de las rocas Permo-Triásicas como de las Paleozoicas. Las condiciones de trabajo en esta microsonda fueron de 20 Kv, 30 nA y un diámetro del haz electrónico de 8 μm . Los patrones usados fueron: periclasa natural para el Mg, wollastonita natural para el Si, corindón sintético y hematites para el Al y Fe, MnTiO_3 sintético para el Mn y el Ti y una esfalerita natural para el Zn.

Para la observación microscópica de algunas texturas de alteración de minerales aluminosilicatados en micas, se ha utilizado el microscopio electrónico de barrido de la Universidad de Granada. En este aparato también se han efectuado análisis químicos cualitativos y semicuantitativos de algunos minerales.

El estudio petrográfico ha proporcionado la identificación de la mayoría de las fases minerales presentes en la roca. Sin embargo, en determinados minerales la determinación precisa se ha efectuado por técnicas auxiliares como la microsonda electrónica o la difracción de R-X. La identificación de las cloritas di-trioctaédricas, determinados filosilicatos como la pirofilita y del aragonito se han efectuado por estas últimas técnicas. En todos los casos se ha preparado un agregado en polvo al cual se le ha efectuado un barrido (6°/minuto y ocasionalmente 2°/min) entre un ángulo 2θ de 2 y 64°.

Estas determinaciones se han efectuado en los difractómetros de R-X de la Universidad de Granada y de L'École Normale Supérieure de París.

En las intercalaciones metapelíticas de los carbonatos en la unidad de Lújar-Gádor, se ha llevado a cabo un estudio mediante difracción de R-X (técnica del agregado orientado). El análisis cualitativo de las diferentes fases minerales se ha realizado sobre los agregados orientados de la muestra integra. La fracción $<2\mu\text{m}$ se ha obtenido por decantación a través de una columna de agua y los agregados orientados se han preparado por sedimentación en portas de vidrio. Sobre ambos agregados orientados se ha medido el índice de cristalinidad y el espaciado basal (d_{001}). La preparación de las muestras y condiciones instrumentales para la medida del índice de cristalinidad, se ha llevado a cabo de acuerdo con las recomendaciones del "IGCP 294 IC working group" (Kisch, 1991). El parámetro b_0 de la mica se ha obtenido a partir de la reflexión 060, medida directamente sobre la roca tallada perpendicularmente a la esquistosidad de la misma (Sassi y Scolari, 1974). En todos los casos se ha utilizado el cuarzo de la muestra como estándar interno.

Para realizar el análisis químico los elementos mayores de la roca total en algunas muestras se ha utilizado la técnica de fluorescencia de R-X. Dichos análisis han sido realizados sobre perlas preparadas por fusión con tetraborato de Li. La precisión estimada es de $\pm 1.5\%$ relativo para concentraciones mayores del 1 %, y de $\pm 5\%$ relativo para concentraciones en torno al 0.1 %. El equipo utilizado fue un espectrómetro Phillips secuencial automático PW 1410 de la Universidad de Granada.

1.3. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

Los materiales del Complejo Alpujárride son los de mayor afloramiento de la Cadena Bética. Están representados en toda la zona interna de la cadena (una banda, cuya orientación es NE-SW, de aproximadamente 100 Km de ancho y 450 Km de largo; Fig.1.2). Para realizar los propósitos anteriormente indicados se decidió seleccionar diversas áreas estratégicas del conjunto del Complejo. Todas las áreas seleccionadas están por debajo del paralelo $37^\circ 10'$, aunque se reparten de un extremo a otro de la cadena.

La zona principal (Fig.1.3), en la que se ha efectuado la mayoría de los muestreos y adquisición de datos estructurales, está comprendida entre los meridianos $2^\circ 10'$ y $3^\circ 50'$. El límite occidental de este área está próximo a la localidad de La Herradura y el límite oriental se sitúa en la Sierra Alhamilla. El paralelo $37^\circ 10'$ (aproximadamente el de Granada) y la línea de costa (paralelo $36^\circ 45'$) son los límites septentrional y meridional a este área. En esta zona afloran unidades alpujárrides pertenecientes al Alpujárride inferior, medio y superior (terminología del Mapa de Andalucía, Junta de Andalucía, 1985). Dichas unidades se disponen en torno a dos ventanas tectónicas en las que afloran materiales

Nevado-Filábrides. La mayor y más occidental es la de Sierra Nevada y la menor es la Sierra Alhamilla.

Para la investigación sobre el metamorfismo se ha prestado una mayor atención a las metapelitas Permo-Triásicas de todas las unidades. Aunque también han sido estudiados determinados niveles de los esquistos paleozoicos (en aquellas unidades que los poseen) seleccionados estratégicamente. Los datos estructurales han sido recolectados en todas las unidades independientemente de los términos de la secuencia.

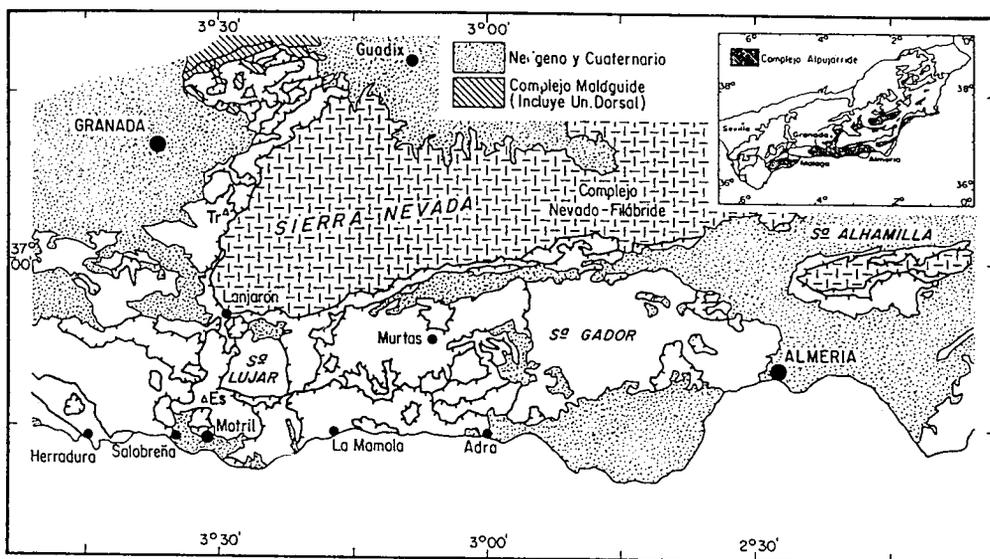


Fig. 1.3: Unidades alpujárrides de las Béticas centrales y orientales al S y W de Sierra Nevada. Sin trama: unidades alpujárrides. Área de estudio principal.

En la figura 1.4 se enmarcan las otras dos áreas en las que se ha efectuado un estudio tectono-metamórfico. La más occidental comprende la unidad de Jubrique e imbricaciones de Benarrabá (Balanyá, 1991) y la más oriental, la unidad de Tejada (Elorza, 1979, Elorza et al., 1979, Elorza y García-Dueñas, 1981). El interés de ambas unidades radica en su posición en el seno del Complejo. El conjunto formado por la unidad de Jubrique y las imbricaciones de Benarrabá está situado estructuralmente en la parte más alta del Complejo Alpujárride, y descansan sobre una lámina de peridotitas (unidad de Bermeja; Balanyá, 1991) siendo directamente correlacionables con las unidades de Federico en el Rif (Didon et al., 1973). Un estudio estructural y tectónico

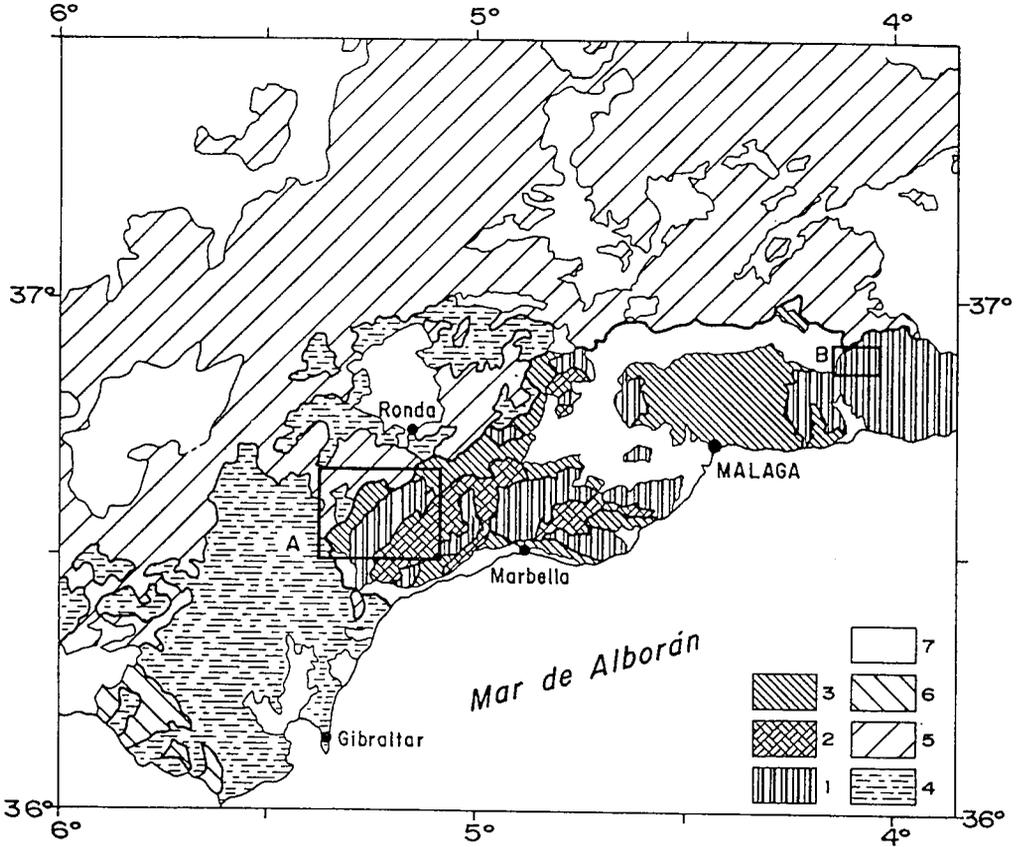


Fig. 1.4: Unidades alpujarrides en el sector occidental. Áreas de estudio complementarias. A) Área de Jubrique. Mapa geológico en la figura 7.5; B) Área de la Sierra Tejeda. Esquema geológico en la figura 7.3. 1: Complejo Alpujarride; 2: Peridotitas; 3: Complejo Maláguide y Dorsal; 4: Unidades del Surco de los Flyschs; 5: Subbético; 6: Intra y Mesorif; 7: Sedimentos Neógenos y Cuaternarios.

detallado de este conjunto de unidades ha sido recientemente realizado (Balanyá, 1991). Por su parte, la unidad de Tejeda representa la continuación occidental de unidades afines a la unidad de Herradura, las cuales tienen una escasa representación al E del meridiano de Motril.

CAPÍTULO 2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE: DEFINICIÓN Y LITOLOGÍA

2.1. DEFINICIÓN

El término Alpujárrides (Van Bemmelen, 1927) y Mantos Alpujárrides (Westerveld, 1929) fueron introducidos para designar un conjunto de tres mantos, reconocidos al Norte y al Sur de Sierra Nevada, cuyas afinidades eran manifiestas. El término Complejo Alpujárride fue propuesto por Egeler y Simon (1969) para englobar todas las unidades alpujárrides, tras segregarse una parte, a la que denominaron Complejo Ballabona-Cucharón. Este Complejo, aflorante en el sector oriental de la cadena, ocuparía una posición intermedia entre los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (Simon, 1963; Egeler y Simon, 1969; Egeler et al., 1971; Simon et al., 1976). Según estos autores, las unidades del Complejo Ballabona-Cucharón poseen ciertas peculiaridades litoestratigráficas, magmáticas y metamórficas que lo diferencian del resto de las unidades alpujárrides. En concreto, según estos autores, los materiales Triásicos del Complejo Ballabona-Cucharón poseen fuertes similitudes con los de la misma edad de la Zona Subbética. Sin embargo, Aldaya et al. (1982) consideran que a pesar de las diferencias en la secuencia, los materiales asignados al Complejo Ballabona-Cucharón pertenecen al Complejo Alpujárride.

La sucesión litoestratigráfica es parecida en todas las unidades alpujárrides (aunque no en todas se puede reconocer la totalidad de la secuencia). Consta en orden descendente: de unos términos carbonáticos de edad Triásica, unos términos metapelíticos atribuibles al Permo-Triás y unos términos metapelíticos y cuarcíticos de edad Paleozoica. En algunas unidades pueden reconocerse términos gnéisicos en la base.

En relación con el metamorfismo, a los materiales del Complejo Alpujárride se les ha atribuido clásicamente un metamorfismo de presiones intermedias y bajas (ej. Westra, 1969; Aldaya, 1969a y b y 1970; Torres-Roldán, 1974; Navarro-Vilá, 1976 entre otros). Un rasgo general y genuino de las unidades alpujárrides es la presencia de zonas metamórficas fuertemente adelgazadas de manera que las isogradas de la fase de presiones intermedias están condensadas. Como principal novedad sobre este esquema, cabe destacar el descubrimiento de un episodio precoz de alta presión-baja temperatura (Goffé et al., 1989; Tubía y Gil Iburguchi, 1991; Azañón et al., 1992). Este hecho pone de manifiesto la existencia de una complicada evolución metamórfica que, como se verá más adelante en esta memoria, comprende varios episodios principales de cristalización mineral. Además, afecta de manera diferencial a las diferentes formaciones que constituyen cada unidad Alpujárride.

Las unidades alpujárrides han sido consideradas (por todos los autores) hasta los últimos años como mantos de cabalgamiento, entre otras razones, por la evidente superposición de materiales de edad Paleozoica sobre otros de edad Triásica. Sin embargo, la mayor parte de los contactos que limitan unidades han sido reinterpretados, sobre la base (entre otros criterios) de las relaciones geométricas entre dichas superficies y la foliación principal como estructura de referencia, como fallas normales de bajo ángulo (Balanyá, 1991; De Jong, 1991; Galindo et al., 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; Tubía et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Azañón et al., 1993; Azañón et al., 1994; Crespo-Blanc et al., 1994a y b). La reestructuración extensional se habría producido durante el Mioceno (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994a y b). Este dato, tiene diversas implicaciones, entre otras, restringe el uso del término "mantos" para denominar a dichas láminas. Sin embargo, la evolución extensional miocena "sólo" produce la omisión total o parcial de unidades de la pila previa, sin que se modifique el orden relativo de las mismas.

A diferencia del Complejo Nevado-Filábride, en la estructuración del Alpujárride se produce la participación de rocas de origen mantélico. La unidad de Bermeja (García-Dueñas y Balanyá, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1986; Balanyá, 1991) es una lámina de rocas peridotíticas que se intercala entre las unidades alpujárrides.

2.2. CORRELACIÓN ENTRE UNIDADES ALPUJÁRRIDES. CRITERIOS

A pesar de que las similitudes entre algunas unidades alpujárrides ya habían sido puestas de manifiesto con un carácter local en diversas áreas de la cadena (Simon et al., 1976; Aldaya y García-Dueñas, 1976), el primer intento de correlación regional de las unidades alpujárrides fue realizado por Aldaya et al. (1982). Estos autores comparan las unidades aflorantes en distintas verticales del tercio central de las Cordilleras Béticas entre

los meridianos de Vélez-Málaga y Adra. Los criterios de correlación seleccionados son los siguientes:

- a) Las afinidades estratigráficas, hasta donde es factible, complementadas por otros datos como por ejemplo las mineralizaciones estratoligadas.

- b) Los caracteres derivados de la evolución metamórfica: asociaciones minerales, posición de las isogradas en la sucesión y series de facies.

- c) La posición de las superficies de corrimiento con respecto a la secuencia de cada manto. Aunque estos autores, ya ponen de manifiesto que este criterio debe ser usado con suma cautela, debido a la existencia de laminaciones y cambios de nivel en las superficies de cizalla dentro de un mismo manto.

- d) La posición tectónica de las unidades en la pila de mantos, ya sea la posición relativa en el interior de la pila o respecto de unidades con continuidad formal.

- e) La utilización simultánea de varios de estos criterios que sean concurrentes evitando apoyarse en uno solo de ellos.

Con estos criterios Aldaya et al.(1982) establecen una correlación y agrupamiento en el sector antes mencionado, de forma que cada Grupo esté constituido por elementos tectónicos bien individualizados y de común afinidad. El resultado es el mapa de la Fig.2.1. Tras realizar el agrupamiento de unidades en el sector central de la cadena, estos autores ensayan la correlación de todas las unidades de afinidad Alpujárride al E del meridiano de Vélez-Málaga.

Sanz de Galdeano (1990) subdivide las unidades del Complejo Alpujárride en tres conjuntos sobre la base de similitudes litoestratigráficas y estructurales: a) Conjunto alpujárride inferior que comprende la unidad de Escalate (y unidades equivalentes como la U. Alcázar y U. Félix) y la unidad de Lújar-Gádor (equivalente a la U. de Turón, la U. de Albuñol y la U. de Víboras). b) Conjunto alpujárride intermedio que comprende la unidad de Almijara; bajo esta denominación incluye las unidades de Jate, Alberquillas, Tejeda y Trevenque (Sanz de Galdeano, 1986, 1989) correlacionables con la unidad de Murtas al Este. c) Conjunto alpujárride superior que comprende la unidad de los Guájares (asimilable a la U. Salobreña) que sería correlacionable con las unidades de Adra, Sayalonga, Canillas, Venta de Palma y Charcón.

Los estudios realizados en los años 90 arrojan nuevos datos estructurales y metamórficos sobre las unidades que comprenden el Complejo Alpujárride (cf. epígrafe anterior). Estos nuevos datos nos han llevado a establecer una correlación de las diferentes láminas tectónicas alpujárrides en el sector central con el objeto de diferenciar las unidades

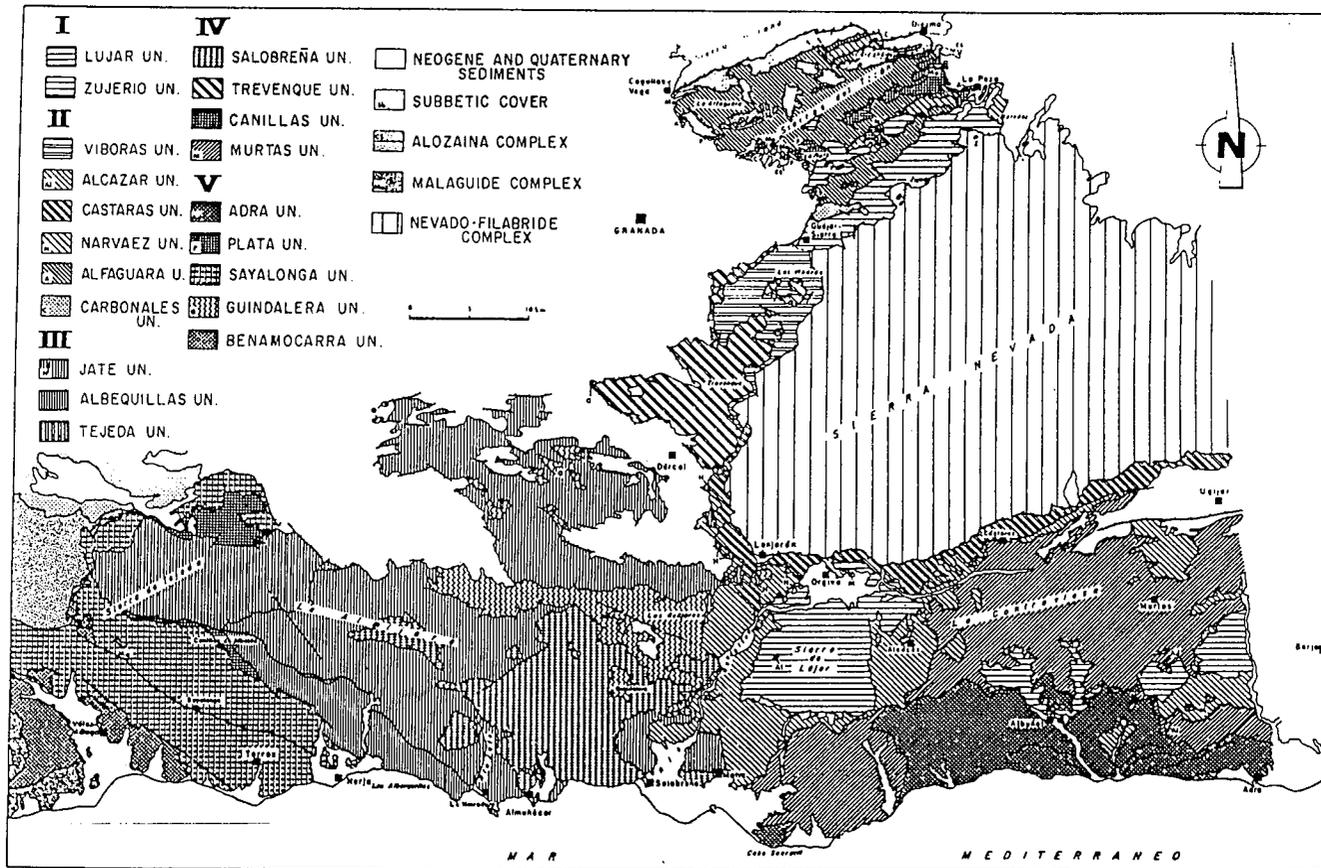


Fig. 2.1: Mapa tectónico de las unidades alpujárrides en las Béticas centrales (de Aldaya et al., 1982, ligeramente modificado en Azañón et al., 1992). I: Unidades tipo Lújar-Gádor; II: Unidades tipo Escalate; III: Unidades tipo Herradura; IV: Unidades tipo Salobreña; V: Unidades tipo Jubrique.

constituyentes de la pila inicial del Complejo Alpujárride (Azañón et al., 1994). Los criterios utilizados son similares a los usados por Aldaya et al.(1982), aunque se ha hecho un especial énfasis en el episodio metamórfico más antiguo registrado en estas rocas. En el desarrollo de este trabajo se han estudiado las asociaciones minerales correspondientes a este episodio (alta presión-baja temperatura) en materiales atribuidos al Permo-Trías. Este estudio ha posibilitado el agrupamiento de unidades, cuyas condiciones P-T para este episodio fueron homogéneas, en lo que se llamará "unidades tipo o unidades alóctonas tipo (UAT)".

La correlación se ha establecido para los materiales alpujárrides aflorantes en el sector central y oriental de la Cordillera. Se han diferenciado cinco *unidades alóctonas tipo (UAT)* que de muro a techo son: Unidades tipo Lújar-Gádor, unidades tipo Escalate, unidades tipo Herradura, unidades tipo Salobreña y unidades tipo Adra (Azañón et al., 1994; Fig.2.2). Los nombres aluden a la unidad que se encuentra en el sector centro-oriental del Complejo. Sin embargo, en esta memoria se ha seleccionado como tipo para las unidades de posición más alta la unidad de Jubrique (Balanyá et al.,1987; Balanyá y García-Dueñas, 1991; Balanyá, 1991), ya que esta unidad, aunque se encuentra en el sector occidental, presenta una sucesión más completa que la unidad de Adra (Aldaya et al.,1969a y b; Cuevas, 1990) y ha sido estudiada con mayor profundidad en este trabajo. Estas UAT reúnen las unidades compiladas por Aldaya et al.,(1982) de la siguiente forma:

1) Las unidades de Lújar (Van Bemmelen, 1927; Westerveld, 1929), Gádor (Jacquín, 1970; Orozco, 1972), Víboras (Martín, 1980a y b), Santa-Bárbara (Delgado, 1971, 1978) y Zujerio (Navarro-Vilá, 1976) constituyen la UAT de Lújar-Gádor.

2) Las unidades de Alcázar, Cástaras (Aldaya, 1969a) y Narvárez (Navarro-Vilá, 1976) constituyen la UAT de Escalate.

3) Las unidades de Tejeda (Elorza, 1979, Elorza et al., 1979, Elorza y García-Dueñas, 1979), Jate y Alberquillas (Avidad y García-Dueñas, 1981) constituyen la UAT de Herradura.

4) Las unidades de Salobreña (Avidad y García-Dueñas, 1981), Venta de Palma (Elorza y García-Dueñas, 1979), Trevenque (Gallegos, 1975) y Murtas (a) constituyen la UAT de Salobreña.

5) Las unidades de Adra (Aldaya, 1969a), Sayalonga (Elorza y García-Dueñas, 1979, Elorza, 1979, 1982), Jubrique (Balanyá et al.,1987; Balanyá y García-Dueñas, 1991; Balanyá, 1991), Guindalera (Avidad y García-Dueñas, 1981) y algunos klippen asociados constituyen la UAT de Jubrique.

Es importante destacar que la sustracción total o parcial de estas unidades

(debida a la reestructuración extensional Miocena) ha distorsionado considerablemente el edificio alpujarride constituido tras la individualización y plegamiento de las UAT.

Si se pretende realizar una restitución de la pila de unidades pre-Miocena se debe considerar como factor fundamental el registro metamórfico de cada unidad. La asignación a una UAT se ha efectuado en función de los criterios anteriormente mencionados con un énfasis especial en el registro metamórfico más antiguo de los preservados. Las características de este registro para cada una de las UAT serán expuestas de manera detallada en los capítulos 4 y 5. Teniendo en cuenta que las condiciones del metamorfismo no han sido similares para todas las formaciones de una misma unidad, se han seleccionado (siempre que ha sido posible) como niveles de comparación los existentes entre la formación carbonática (de edad Triásica) y la formación de filitas (de probable edad Permo-Triásica).

La correlación entre cada una de las unidades alpujarrides aflorantes al NE de Sierra Nevada y las UAT respectivas definidas más al W se presentan en la figura 2.3 (Azañón et al., 1994). Las unidades de la región de Purchena son equivalentes a las de la Sierra de Baza (Delgado, 1978), excepto una unidad que ha sido atribuida a la UAT de Herradura (Fig. 2.3). La correlación de las unidades alpujarrides de la Sierra de Las Estancias es provisional ya que los datos disponibles son insuficientes, al igual que la atribución de las unidades del sector de Huerca-Overa (ej. De Jong, 1991) y Aguilas (Alvarez, 1987a y b).

2.3. ESTABLECIMIENTO DE UNA SUCESIÓN TIPO PARA LAS UNIDADES DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

Las unidades alpujarrides están fuertemente afectadas por diversas etapas de deformación y fracturación en condiciones dúctiles, frágiles y dúctiles-frágiles. Se trata de una compleja historia tectónica en la que se suceden episodios contractivos y extensionales. Los episodios contractivos producen empilamiento y plegamiento que preservan generalmente la totalidad de la secuencia litológica a techo del nivel de despegue. Sin embargo, los episodios de carácter extensional tienden a adelgazar ó sustraer parcial o totalmente las secuencias litológicas que inicialmente constituyen cada unidad. Por tanto, son estos últimos los procesos que pueden haber disminuido la potencia de la secuencia litoestratigráfica original de las unidades alpujarrides. Esta disminución de potencia afecta de manera general a la totalidad de las unidades alpujarrides, hecho este que ha sido puesto de manifiesto por la mayoría de los autores que han estudiado este Complejo (ej. Gallegos, 1971; Navarro-Vilá, 1976; Delgado, 1978; Delgado et al., 1981; Aldaya et al., 1982; Cuevas, 1990; Balanyá, 1991). Sin embargo, tanto el adelgazamiento dúctil como la sustracción frágil afectan de manera no homogénea a todas las unidades, y

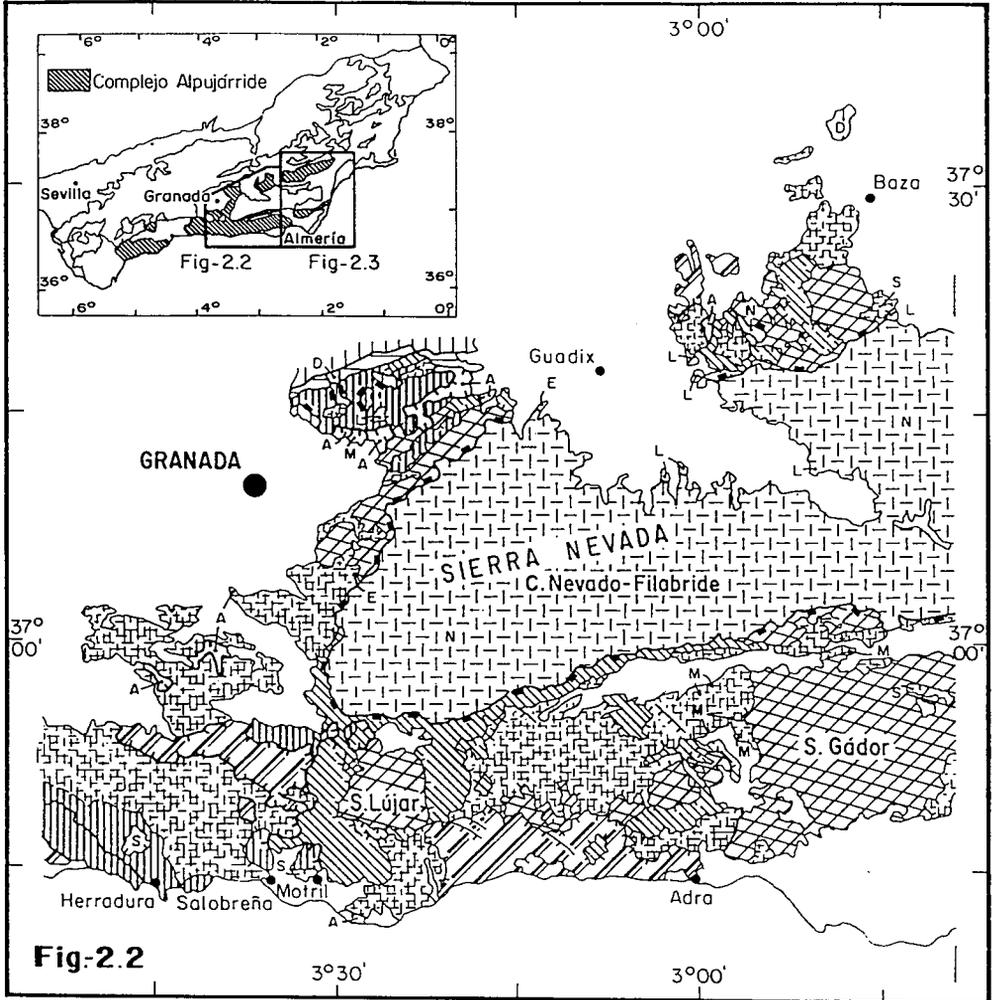


Fig-2.2

Complejo Alpujárride

-  Jubrique
-  Salobreña
-  Herradura
-  Escalate
-  Lújar-Gálor

Unidades tectónicas
alóctonas

-  Cuencas Neógenas y Cuaternarias
-  Rocas volcánicas
-  Unidades del Subbético
-  Unidades de la Dorsal
-  Complejo Mataguide

-  Falla normal de bajo ángulo (FNBA)
-  FNBA de izbor

-  Despegue extensional de Filabres
-  Otras fallas

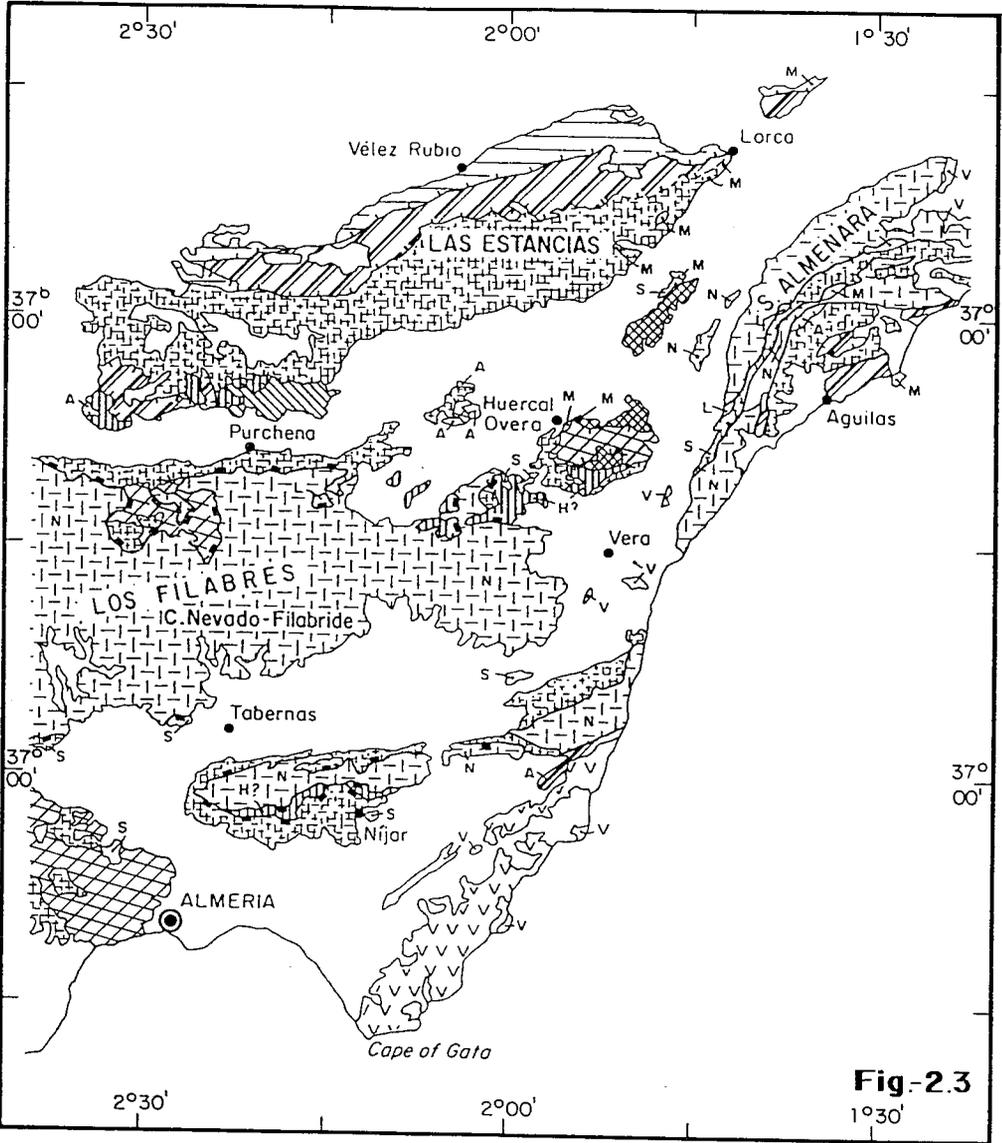


Fig. 2.2 y 2.3: Mapas tectónicos de las unidades alpujárrides en los sectores central y oriental de la Cordillera Bética respectivamente. Tomado de Azañón et al., 1994.

a las diferentes formaciones de cada unidad. Adelgazamiento y omisión tectónica contribuyen a que:

a) la potencia de las diferentes formaciones que constituyen la sucesión litológica de cada unidad sea variable según las áreas.

b) Algunas formaciones litológicas puedan no estar representadas en ciertas unidades alpujárrides.

Independientemente, la sucesión litoestratigráfica de cada unidad alpujárride puede poseer algunas características específicas posiblemente derivadas de cambios laterales de facies en la cuenca sedimentaria.

A pesar de estos factores, la comparación de la sucesión litológica de las diferentes unidades alpujárrides evidencia grandes similitudes. De este modo, aunque en el detalle cada unidad alpujárride presenta una sucesión litológica específica, es posible la descripción de una secuencia tipo ideal que integre las grandes formaciones litológicas observadas en las unidades del Complejo Alpujárride.

Con el fin de evitar repeticiones innecesarias, en esta memoria se describirá una sucesión alpujárride tipo. Posteriormente se expondrán brevemente las características más destacables de la sucesión en cada unidad de las estudiadas, estableciendo las desviaciones de la sucesión tipo y la potencia media de las diferentes formaciones dentro de ellas.

En suma se puede establecer que la sucesión alpujárride tipo completa está constituida por cuatro grandes conjuntos litológicos que de techo a muro son: formación Carbonática, formación de Filitas, sucesión de Esquistos y formación de Gneises.

2.3.1. Formación Carbonática

La formación Carbonática tipo fue establecida por Delgado et al.,(1981), que tras realizar el estudio de las formaciones carbonáticas de diversas unidades alpujárrides distinguen diferentes miembros de validez regional. Esta sucesión tipo fue posteriormente precisada, estableciéndose su edad sobre la base de algas dasicladaceas. Todos los miembros reconocidos tienen una edad comprendida entre el Trías medio basal (Anisiense) y el Trías superior en unidades claramente atribuibles al Complejo Alpujárride (Kozur y Simon, 1972; Delgado et al.,1981; Braga y Martín, 1986a y b; Martín y Braga, 1987). Estos mismos autores distinguen términos post-triásicos en la unidad de las Nieves (Dürr, 1967); sin embargo, la atribución de esta unidad al Complejo Alpujárride ha sido discutida por diversos autores (Hoepfener et al., 1964; Dürr, 1967; Balanyá, 1991), y se acepta que pertenece a la Dorsal.

La sucesión más completa para la formación Carbonática (Fig.2.4), contiene, de muro a techo, los siguientes miembros (Delgado et al.,1981; Braga y Martín, 1986a y b; Martín y Braga, 1987):

- 1 y 2: Los términos basales están constituidos por un potente tramo carbonático que se intercala con filitas. Consta esencialmente de calizas micríticas de "lagoon" y calizas margosas (calcoesquistos) alternantes con niveles dolomíticos estratiformes. En los niveles dolomíticos, las mallas de algas originales y las texturas calcareníticas pueden ser bien determinadas a pesar de la dolomitización (Gervilla et al.,1985). Algunos depósitos sinsedimentarios y/o diagenéticos de F-Pb-Zn están asociados con estas dolomías (Gervilla et al.,1985; Martín y Torres-Ruiz, 1985; Martín et al.,1987). Para los espesores de este tramo y los siguientes se remite a la Fig.2.4.

- 3: Un miembro cuya potencia puede alcanzar los 500 m, que está constituido por materiales dolomíticos y que en su base pasa gradualmente a niveles de filitas infrayacentes. Este miembro dolomítico ha sido datado como Anisiense superior-Ladiniense inferior (Braga y Martín, 1986a).

- 4: Un miembro constituido por calizas finamente estratificadas que intercala materiales calcoarillosos o calcoesquistosos de distribución irregular y que a techo se hacen dominantes. En estos niveles aparecen localmente braquiópodos, bivalvos, equinodermos y ammonoideos (Martín y Braga, 1987). Este miembro coincide con el mayor intervalo marino del Triás medio.

- 5: Un miembro de edad Ladiniense compuesto por calizas micríticas estratificadas en potentes capas. Este miembro puede incluir abundantes nódulos de sílex en su mitad inferior.

- 6: Un miembro calizo con intercalaciones dolomíticas estratiformes, en el cual aparecen importantes mineralizaciones estratoligadas de F-(Ba)-Pb-Zn (Delgado et al.,1981; Martín y Braga, 1987). Este miembro está constituido por cuatro megasecuencias (aproximadamente 100 m de potencia cada una) de la misma composición: dolomías estratiformes a la base y calizas en el techo (Martín et al.,1984). Las dolomías se corresponden con calcarenitas de barrera que estuvieron sometidas a una precoz dolomitización de reflujo (Martín, 1978, 1980a, b). Las calizas contienen niveles de calizas micríticas y cavidades kársticas pequeñas (Martín et al.,1984). Es característica la presencia de brechas intraformacionales y pliegues de "slumping" incluidos en algunos de los cuerpos dolomíticos estratiformes. Este miembro puede ser atribuido al Ladiniense superior-Carniense basal por sus restos de ostrácodos, conodontos y "holothurian sclerites" (Kozur y Simon, 1972; Van Den Boogaard y Simon, 1973; Kozur et al.,1974).

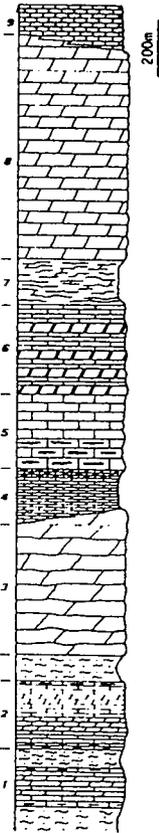


Fig. 2.4: Columna estratigráfica de la formación carbonática tipo de las unidades alpujárrides (Delgado et al., 1981; Braga y Martín, 1986a; Martín y Braga, 1987). 1 y 2) Intercalaciones carbonáticas dentro de la formación de filitas y cuarcitas; 3) Dolomías masivas; 4) Calizas finamente estratificadas y calizas margosas; 5) Calizas con nódulos de sílex en la base; 6) Calizas y dolomías estratiformes; 7) Argillitas, limolitas, calizas margosas y dolomías; 8) Dolomías y calizas margosas.

- 7: Un miembro esencialmente margoso, aunque alternan margas, arcillas, margocalizas, dolomías y localmente yesos. Se atribuye al Carniense.

- 8: Un miembro de potencia considerable (puede superar los 1500 m de espesor cuando se conserva en su totalidad) constituido por dolomías frecuentemente muy brechificadas y trituradas, cuya edad es esencialmente Noriense, aunque no puede excluirse que en algunos sectores incluya parte del Carniense superior.

- 9: Un miembro constituido por alternancias de margocalizas, calizas margosas y, eventualmente, dolomías, de carácter masivo y/o tableado, de edad Retiense.

En algunas unidades se han observado intrusiones de rocas básicas que, aunque aparecen en diferentes niveles, se suelen concentrar en el miembro de calizas masivas con

intercalaciones dolomíticas que tienen mineralizaciones de galena y fluorita.

La potencia total de la formación Carbonática es muy variable en función de la unidad e incluso dentro de la misma unidad pueden observarse variaciones laterales de la potencia. Estas variaciones son atribuidas a causas tectónicas en la mayor parte de los casos, aunque en algunos miembros de la sucesión se han reconocido acuífamientos de carácter estratigráfico. En las secuencias carbonáticas más completas (unidades tipo Lújar-Gádor) se alcanzan los 3000 m de potencia.

El metamorfismo asociado a esta formación es muy variable en función de la unidad. En las unidades tipo Lújar-Gádor se preservan bastantes estructuras sedimentarias (Delgado et al.,1981) e incluso los niveles pelíticos intercalados pueden ser considerados como argillitas o limolitas. En el otro extremo están unidades (sobre todo las más altas) en las cuales la formación Carbonática puede estar fuertemente metamorfizada, transformándose en una sucesión de mármoles calcíticos y dolomíticos de tamaño de grano variable. En estos mármoles suelen crecer minerales como tremolita, diópsido, talco y excepcionalmente distena y sillimanita asociadas a niveles pelíticos intercalados. La Fe-Mg carfolita ha sido encontrada en la formación Carbonática de la unidad de Escalate asociada a segregaciones impuras de calcita.

2.3.2. Formación de Filitas

La formación de filitas está constituida por un conjunto de miembros metapelíticos de grano fino y miembros cuarcíticos intercalados. Se han incluido dentro de esta formación los términos que aparecen hacia la base, donde está mejor conservada, que están constituidos por metapelitas de un tamaño de grano superior, en transición con la formación infrayacente. Se considera adecuada la denominación de filitas, con la excepción de los miembros basales de la formación, ya que el tamaño de grano de la matriz de la roca se ajusta a la definición de este término. Sin embargo, el tamaño de grano observado en los minerales de las segregaciones de cuarzo es muy superior.

Los términos más altos de esta formación suelen ser filitas alternantes con niveles calcoesquistosos y constituyen la transición con la formación suprayacente. Es frecuente la aparición de niveles de yeso de diversos colores en estos términos.

A muro del miembro más alto aparecen términos metapelíticos de tonalidades rojizas y/o verdosas alternantes con niveles poco potentes de metaconglomerados y cuarcitas. Algunas unidades contienen niveles poco potentes de yeso. Este miembro suele estar mal conservado, aunque ha sido reconocido en diversas unidades (ej. Unidad de Gádor, Unidad de Alcázar y Unidad de Murtas en sus afloramientos más orientales).

Bajo el miembro superior se observan niveles de filitas azuladas o grisáceas con intercalaciones de otros verdosos ricos en cloritoide y clorita. En algunas unidades los niveles verdosos son ricos en epidota.

La transición con la sucesión de esquistos infrayacente la constituyen unos términos metapelíticos azulados con frecuentes intercalaciones de bancos cuarcíticos de tonalidades grisáceas.

En ausencia de fósiles, una edad Permo-Werfeniense es generalmente aceptada para la formación, fundándose en la posición y tipo de facies. La potencia puede alcanzar excepcionalmente los 1500 m.

Las segregaciones de cuarzo y calcita son frecuentes en toda la formación, aunque la mineralogía encontrada en ellas depende de la unidad y del nivel dentro de la unidad, como se verá en el capítulo 4. En las segregaciones se han encontrado los siguientes minerales metamórficos: Fe-Mg carfolita, sudoita, aragonito, cookeita, distena, cloritoide, margarita, moscovita, paragonita, Fe-Zn estauroilita, clorita, albita, caolinita y pirofilita. En los dominios micáceos que rodean las segregaciones se encuentran los minerales arriba mencionados a excepción de la Fe-Mg carfolita.

Basándose en los siguientes argumentos, los materiales de esta formación han sido atribuidos a depósitos continentales (presumiblemente fluviales) (Jacquin, 1970; Delgado et al., 1981; Martín y Braga, 1987):

- Aparición de niveles de yeso laminado a techo de la formación.
- La presencia de algunas estructuras sedimentarias pobremente preservadas.
- La geometría de los cuerpos de cuarcitas incluidos en el interior de las filitas.

Esta formación ha sido estudiada profusamente en este trabajo para la reconstrucción de la historia metamórfica alpina de las unidades alpujárrides. Los términos altos de la formación han sido adoptados como nivel guía para comparar posibles diferencias en la evolución metamórfica de las unidades.

2.3.3. Sucesión de Esquistos

Esta sucesión podría ser dividida en dos miembros: a) un miembro superior constituido por esquistos de tonos claros alternantes con bancos de cuarcitas micáceas que suelen tener tonalidades rojizas; b) un miembro inferior formado por esquistos grafitosos en los que se intercalan bancos de cuarcitas también de tonos oscuros.

El miembro de esquistos claros no está representado en todas las unidades. Entre este miembro y la formación suprayacente, en algunas unidades, se observa una transición gradual (ej. Unidad de Salobreña). Su desarrollo es muy variable en función de la unidad, teniendo su máxima potencia en las unidades tipo Herradura, en donde puede alcanzar los 1500 m. En ellas, la sucesión contiene niveles lenticulares de rocas básicas alternantes con niveles metapelíticos.

En este miembro son frecuentes las intercalaciones de niveles cuarcíticos verdosos de espesor métrico o decamétrico ricos en epidota y albita.

La mineralogía metamórfica que aparece en este miembro está determinada por la composición química de la roca en cada nivel. La biotita es un mineral común. En los niveles más aluminicos y en segregaciones sinfoliares de cuarzo del tercio superior es frecuente encontrar cloritoide asociado con distena. La andalucita alcanza niveles correspondientes al tercio superior, asociada con cloritoide y albita. En los niveles más cálcicos, es común la presencia de plagioclasa y anfíboles tremolítico-actinolíticos. El granate y la estaurolita, aunque no son ubicuos, suelen aparecer en algunas unidades (tipo Herradura) en este miembro.

Se llama miembro de esquistos grafitosos a un paquete muy monótono de esquistos de colores marrones y grises oscuros con intercalaciones de bancos cuarcíticos y cuarzo-esquistosos a diferentes niveles (Balanyá, 1991); dichas intercalaciones pueden incluir conglomerados de espesor decimétrico con cantos de cuarzo y matriz biotítica (Tubía, 1985). El miembro puede alcanzar potencias de 3000 m en algunas unidades y se caracteriza por la abundante presencia de biotita, cuarzo, granate, plagioclasa, moscovita y grafito. También suelen ser frecuentes minerales aluminosilicatados como distena, estaurolita y andalucita. En el tercio inferior de este miembro aparece la sillimanita (fibrolita) como mineral ubicuo coexistiendo con distena.

2.3.4. Formación de gneises

La formación de gneises está únicamente representada en las unidades de posición más alta dentro de la pila. En la unidad de Jubrique (sector occidental) esta formación presenta su mayor desarrollo, llegando a alcanzar excepcionalmente 2000 m (Balanyá, 1991), por lo cual, se ha seleccionado la unidad de Jubrique para efectuar la descripción de esta formación dentro de la sucesión tipo. En esta unidad, la formación de gneises presenta dos miembros claramente discernibles: a) un miembro superior de gneises y gneises migmatíticos, y b) un miembro inferior de gneises granatíferos con cordierita.

El miembro superior de gneises y gneises migmatíticos puede alcanzar potencias de 1.5 Km. El techo de este miembro está constituido por gneises con textura bandeada en los que aparece estauroлита (englobada por la foliación principal Sp) y moscovita, efectuándose el tránsito a los esquistos grafitosos con sillimanita suprayacentes de forma gradual (Balanyá, 1991). La estructura es típicamente gnéisica y bandeada con niveles migmatíticos que aparecen intercalados con mayor frecuencia en la parte intermedia del conjunto. Estos niveles presentan estructuras fluidales, nebulíticas o estromáticas (Balanyá, 1991). Suelen contener intercalaciones de mármoles de poca continuidad lateral y espesor métrico. La mineralogía más destacable de estos gneises es: cuarzo, feldespato potásico, biotita, fibrolita, plagioclasa, grafito, apatito, circón y menas metálicas.

El miembro inferior de gneises granatíferos con cordierita recibe esta denominación de Dickey et al.(1979) y Balanyá (1991), aunque también ha sido descrito como kinzingitas (Kornprobst, 1971; Didon et al., 1973; Tubía, 1985, 1988) y como granulitas pelíticas por Torres-Roldán (1979). Los gneises granatíferos pueden alcanzar una potencia máxima de 400 m. La transición entre ambos miembros es gradual y se produce por la aparición progresiva de granate y de sillimanita prismática. La sillimanita deriva de la transformación de distena, observándose estructuras híbridas entre ambos minerales (Tubía, 1985). Estas rocas constituyen la base de la unidad de Jubrique, descansando directamente sobre las peridotitas de Sierra Bermeja. El contacto entre ambas unidades es una zona de cizalla dúctil (Balanyá et al.,1987; Balanyá, 1991) en la que quedan implicados los gneises granatíferos más una parte del miembro suprayacente de gneises y gneises migmatíticos.

El quimismo de estas rocas ha sido tratado por Torres-Roldán (1979) para la unidad de Jubrique, correspondiéndose con el de pelitas pobres en calcio, con una relación $FeO/(FeO+MgO)$ próxima a 0.75. Además, presenta una gran similitud con el quimismo del miembro superior e incluso con los esquistos con sillimanita suprayacentes.

Estas rocas suelen ser de grano grueso con texturas diversas (Balanyá, 1991): bandeadas (con alternancias de niveles cuarzo-feldespáticos con otros ricos en biotita), gnéisicas (porfidoblastos de granate y feldespato potásico de 0.5-1.5 cm), granoblásticas o blastomiloníticas.

Las diferencias más significativas en la mineralogía principal con respecto al miembro anterior son la presencia de granate, distena, sillimanita prismática y cordierita. La distena aparece en la transición entre ambos miembros gnéisicos. El granate, que puede constituir el 20 % de la roca, se presenta frecuentemente roto y estirado. Está englobado por la foliación principal al igual que la distena, mientras que la sillimanita y biotita se disponen según la foliación principal y la cordierita sella a dicha foliación.

Este miembro gnéisico intercala localmente niveles discontinuos métricos de mármoles, a veces con granate, olivino y epidota (Tubía, 1985), y de granulitas básicas (Loomis, 1977). Estos últimos niveles de la unidad de Jubrique han sido utilizados en la realización de este trabajo para la obtención de datos termobarométricos (parcialmente publicados, Balanyá et al., 1993), indicativos de la evolución metamórfica seguida por esta formación. La asociación mineral característica de estas rocas es: cuarzo, granate, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hercinita, distena, sillimanita, feldespato K, plagioclasa, biotita, moscovita, margarita, cordierita, ilmenita, rutilo, titanita. Las relaciones de fases entre estos minerales serán tratadas más detalladamente en los capítulos 4 y 5.

2.4. PECULIARIDADES DE LA SUCESIÓN EN CADA UNA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

2.4.1. Unidades tipo Lújar-Gádor

La unidad de Lújar-Gádor aflora en las sierras de las que recibe su nombre, así como en diversas ventanas entre ambas, en la Contraviesa al S de Sierra Nevada. Al N esta unidad está bien desarrollada en la Sierra de Baza (Unidad de Santa Bárbara, Delgado, 1971, 1978), aunque también aflora en posiciones más occidentales en el borde NW de Sierra Nevada (Unidad de Víboras; Martín, 1980a y b) y la Sierras del Tocón (Unidad de Zujerio; Navarro-Vilá, 1976).

Esta unidad se caracteriza por un importante desarrollo de la formación carbonática, una irregular representación de la formación de filitas y una inexistente representación de los materiales pre-Permo-Triásicos (Fig.2.5).

La formación carbonática presenta abundantes intrusiones de rocas básicas en los diferentes afloramientos de esta unidad. Estas rocas han sido observadas en la Sierra de Lújar, en la Sierra de Gádor y en la Sierra de Baza. Son cuerpos de morfología lenticular y de dimensiones métricas, que se disponen paralelamente a la estratificación. En alguno de ellos es posible observar gradaciones del tamaño de grano de centro a borde. Las facies de borde presentan un tamaño de grano fino, mientras que las facies de centro son de grano grueso con una clara textura ofítica. Estas gradaciones de tamaño de grano han sido interpretadas como singenéticas y corresponden a diferencias en la velocidad de enfriamiento.

Un rasgo característico de esta unidad es la relativa abundancia de intercalaciones de carácter arcilloso, margoso o limolítico que presenta en su formación carbonática. Cabe destacar las aflorantes en el borde noroccidental de la Sierra de Lújar que han sido analizadas por difracción de R-X con el objeto de obtener datos de carácter termobarométrico (cf. capítulo 4). Estas intercalaciones metapelíticas presentan colores

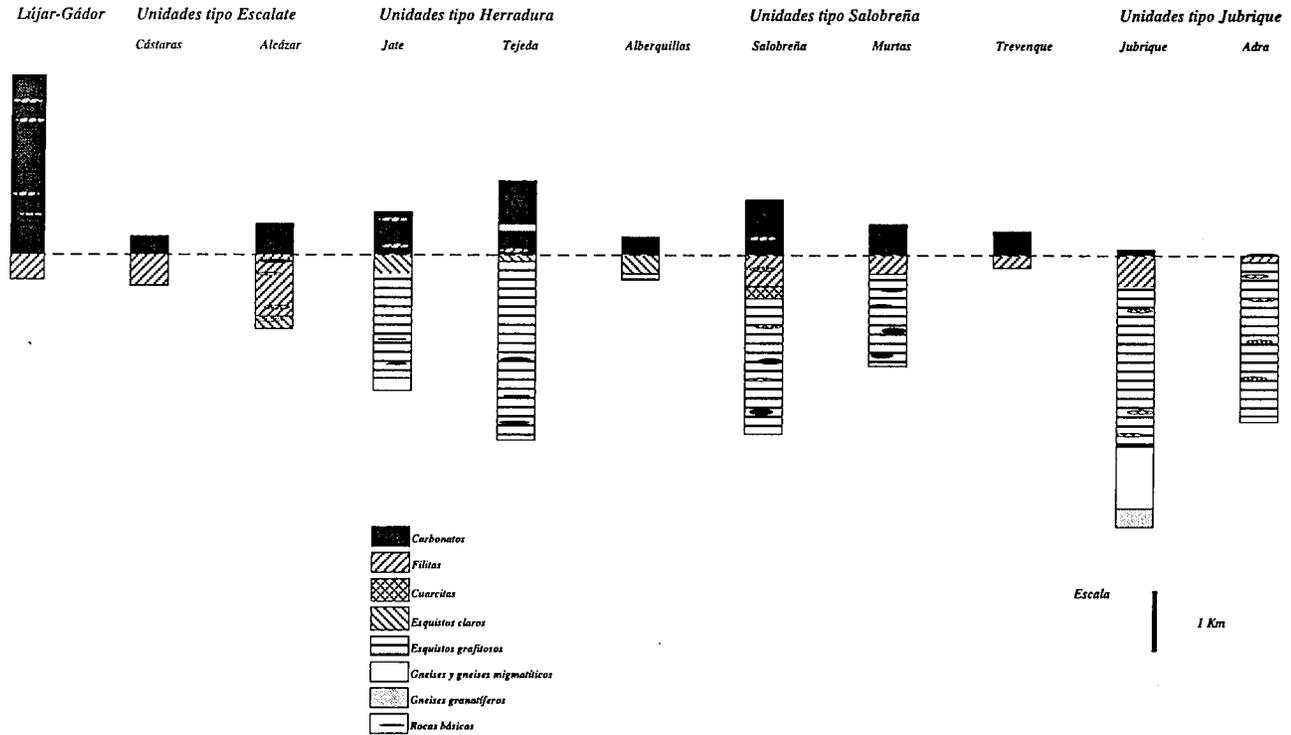


Fig.2.5: Secuencias litológicas esquemáticas de las unidades alpujarrides estudiadas.

rojizos y/o verdosos y la mineralogía se reduce a clorita, mica, cuarzo y plagioclasa.

En la Sierra de Lújar, la formación de filitas está escasamente representada limitándose a unos pocos metros de la transición con la formación carbonática que aparecen en el extremo suroriental de la Sierra. Sin embargo, las filitas aflorantes en la vertiente oriental de la Sierra de Lújar han sido asignadas a esta unidad por algunos autores (Estevez et al., 1985; Simancas y Campos, 1993), mientras que otros autores asocian estas rocas a una unidad suprayacente (Aldaya et al., 1979; Cuevas, 1990). Argumentos de tipo tectónico y metamórfico, que serán expuestos más adelante, hacen pensar que al menos una parte de las filitas que afloran al NE, en el barranco del Alhayón, no pertenecen a la unidad de Lújar-Gádor.

Sin embargo, en las Sierras de Gádor, Santa Bárbara y el Tocón la formación de filitas está bien representada, sobre todo su miembro superior. Este miembro está constituido de filitas de colores rojizos o morados con abundantes intercalaciones de bancos cuarcíticos de potencia métrica y escasos niveles conglomeráticos de potencia centimétrica. El miembro infrayacente está constituido por filitas de colores azulados con segregaciones sinfoliares de cuarzo en las que se ha identificado localmente la sudoita (cf. capítulo 4). Estas rocas son los términos más bajos aflorantes en las unidades de tipo Lújar-Gádor, no aflorando los materiales pertenecientes al Paleozoico.

2.4.2. Unidades tipo Escalate

En este tipo se engloban las unidades de Cástaras y Alcázar (Aldaya, 1969a; Aldaya et al., 1979; Fig.2.5).

2.4.2.1. Unidad de Cástaras

La unidad de Cástaras fue definida por Aldaya (1969a) como la unidad situada estructuralmente encima de la unidad de Lújar-Gádor. Esta unidad aflora en el sector central de la cordillera (Aldaya et al., 1979), ocupando una franja a lo largo del borde meridional de Sierra Nevada. En esta área los materiales de esta unidad se sitúan directamente sobre los materiales del Complejo Nevado-Filábride. A pesar de su posición, el autor sostiene que no es la unidad más baja del Complejo Alpujarride, ya que la unidad de Lújar-Gádor se acuña hacia el N. El autor señala el borde occidental de la Sierra de Lújar como clave para reconocer la situación estructural de la unidad de Cástaras (Aldaya, 1969a y b; Aldaya et al., 1979; Aldaya et al., 1982).

La individualización de esta unidad (o manto) ha sido cuestionada como tal por diversos autores. Así Orozco (1972) considera que esta unidad "puede ser en realidad una escama más o menos ligada al manto de Lújar". Tona (1973) opina que "la unidad de Cástaras no tiene existencia real, y debe asimilarse a la de Lújar". Gallegos (1975), basándose en sus estudios sobre los Alpujárrides al W de Sierra Nevada, concluyó a partir de las semejanzas petrológicas y estratigráficas que "el manto de Cástaras debía ser considerado como la base del manto de Lújar". Estévez et al., (1985) coinciden con este último autor apoyándose en argumentos estratigráficos y tectónicos. Campos y Simancas (1989) consideran que los afloramientos de la unidad de Cástaras son en realidad una continuación del flanco normal de la unidad de Lújar. Cuevas (1990) admite la presencia del "manto" de Cástaras en la Sierra de la Joya, con una columna litológica similar a la descrita por Aldaya et al., (1979) y ocupando una posición tectónica intermedia entre la del "manto" de Lújar y la del "manto" de Alcázar.

En la realización de este trabajo se ha afrontado desde un principio el objetivo de distinguir unidades tanto por criterios tectónicos como por criterios de carácter metamórfico. Se ha prestado una especial atención en los materiales atribuidos a la unidades de Cástaras, Lújar y Alcázar en el sector central de la Cordillera. Se han efectuado diversos muestreos en los carbonatos y metapelitas de esta zona y se han reconocido los posibles contactos tectónicos entre las unidades de este sector. Como resultado de esta investigación, se puede concluir que la unidad de Cástaras tiene entidad propia, y su posición estructural puede ser reconocida en el borde oriental de la Sierra de Lújar, disponiéndose a techo de la unidad de Lújar y a muro de la unidad de Alcázar, tal y como estas fueron definidas (Aldaya, 1969a; Aldaya et al., 1979). Sin embargo, la unidad de Cástaras debe ser definida como una escama de carácter extensional fuertemente adelgazada (cf. capítulo 7) y desmembrada de una unidad previa cuya sucesión estratigráfica y evolución metamórfica sería similar a la que presenta la unidad de Alcázar (Aldaya, 1969a y b; Aldaya et al., 1979). Las diferencias con la unidad de Lújar estriban en su evolución metamórfica ya que la sucesión estratigráfica debió ser similar para todas ellas. De este modo, coincido parcialmente con la atribución a la unidad de Cástaras (Cuevas, 1990) de los materiales del borde meridional de la Sierra de Lújar y los del sector de la Sierra de la Joya.

La sucesión estratigráfica de esta unidad se encuentra muy reducida y adelgazada ya que posee una potencia media de 500 m, aunque localmente puede alcanzar una potencia máxima de 1500 m. Los términos más bajos reconocidos pertenecen al muro de la formación de filitas, en los cuales aparece biotita (borde meridional de la Sierra de Lújar) y los términos más altos son de carácter carbonático atribuibles al Triás medio. Este hecho da una idea de la importante omisión de carácter dúctil y frágil que ha sufrido esta unidad. Los materiales pre-Permo-Triásicos no están representados. El contacto entre la formación carbonática y la formación de filitas coincide frecuentemente con fallas frágiles de importancia variable. En algún caso, las fallas ponen en contacto materiales

carbonáticos del Anisiense con términos cuarcíticos y pelíticos del muro de la formación de filitas, omitiéndose los términos altos de la formación de filitas que aparecen localmente en forma de lentejones discontinuos (ej. Barranco del Alhayón). En otras áreas se conservan únicamente los materiales de la parte alta de la formación de filitas y una exigua representación de la formación carbonática.

2.4.2.2. Unidad de Alcázar

La unidad de Alcázar destaca al igual que la anterior por presentar una sucesión estratigráfica muy incompleta que solo incluye términos pertenecientes a la formación carbonática y a la formación de filitas. Los términos de la formación carbonática son muy escasos y alcanzan su potencia máxima al NE de Motril en el cerro Escalate (aprox. 500 m). Sin embargo, la formación de filitas está bien representada, incluyendo desde términos calcoesquistosos altos hasta términos con biotita del muro de la formación. En la parte alta son frecuentes las intercalaciones de niveles verdosos ricos en epidota, en los cuales se han encontrado fibras de carfolita en el interior de cuarzo previo a la foliación principal. También son frecuentes en este tramo las intercalaciones de carácter carbonático y calcoesquistoso de forma lenticular y escasa continuidad lateral (entre el NE de Motril y S de la Sierra de Lújar).

2.4.3. Unidades tipo Herradura

2.4.3.1. Unidad del Jate

La unidad del Jate fue definida al N y NW de la localidad de Herradura como constitutiva, junto con la unidad de Motril, del manto de Herradura (Avidad y García-Dueñas, 1981). En esta unidad están representadas todas las formaciones que constituyen la sucesión tipo alpujárride a excepción de la formación de filitas porque las rocas correspondientes están más metamorfizadas. La formación carbonática de esta unidad puede alcanzar una potencia máxima de 700 m, mientras que las formaciones metapelíticas pueden superar los 2000 m localmente (Fig.2.5).

La formación carbonática está constituida principalmente por mármoles calizos y mármoles dolomíticos con importantes intercalaciones de metabasitas. La formación de filitas es inexistente ya que los términos pelíticos más altos son micaesquistos de grano fino con biotita, distena y ocasionalmente estauroлита. La potencia del miembro superior de micaesquistos es muy importante constituyendo la mayor parte de la sucesión pelítica. En

esta formación también se intercalan cuerpos lenticulares de rocas básicas. También son frecuentes las intercalaciones de niveles verdosos ricos en epidota, albita y anfíbol tremolítico. La formación de gneises con una potencia máxima de 200 m está representada en el afloramiento de la Punta de la Mona. En este afloramiento se reconoce un paquete de migmatitas y gneises migmatíticos con sillimanita, moscovita, granate y feldespato potásico como minerales más destacados.

2.4.3.2. Unidad de Alberquillas

La unidad de Alberquillas descansa sobre la unidad del Jate, aflorando desde la playa de las Alberquillas hacia el N (Avidad y García-Dueñas, 1981). Está constituida por una sucesión de micaesquistos grafitosos con estauroлита y distena que aparecen, como los términos más bajos de la unidad, en posición vertical en la playa de las Alberquillas. Hacia el N, ascendiendo en la secuencia, afloran unos esquistos de grano fino y tonos claros con frecuentes intercalaciones de niveles cuarcíticos y epidóticos. El techo de la unidad lo forman un conjunto de mármoles muy recrystalizados que ocasionalmente presentan tremolita. La potencia de la sucesión no supera los 1000 m en ningún corte (Fig.2.5).

2.4.3.3. Unidad de Tejada

Esta unidad fue definida por Elorza et al.,(1979) en la Sierra de Tejada. Posee una formación carbonática que está afectada por metamorfismo de alta temperatura. Se trata de un conjunto de mármoles dolomíticos y calizos muy completo que puede alcanzar los 1200 m de potencia (Fig.2.5). A pesar del importante metamorfismo, Delgado et al.,(1981) reconocen diferentes términos de esta formación que son comunes a los observados en unidades de posición inferior y que caracterizan la sucesión tipo.

En el borde meridional de la Sierra, la formación carbonática está estructuralmente invertida. Sobre ella, aparecen unos niveles pelíticos con sillimanita prismática, distena, estauroлита y granates que pueden alcanzar un diámetro de 2 cm. En la transición entre estos niveles y la formación de mármoles afloran unos términos anfibólicos que se intercalan tanto en los mármoles como en los esquistos. En estas anfíbolitas, se ha encontrado piroxeno metamórfico junto a granate.

Esta unidad ha sido considerada por diversos autores como la parte superior de una unidad tectónica de mayor entidad que pertenecería al "manto de la Herradura" (Elorza et al., 1979; Aldaya et al., 1982).

Sanz de Galdeano (1989) reconoce la existencia de fuertes similitudes estratigráficas entre las unidades de Tejada, Jate y Alberquillas.

2.4.4. Unidades tipo Salobreña

2.4.4.1. Unidad de Murtas

Definida por Aldaya (1969a y b) al E de Motril, está constituida por una formación carbonática de representación irregular, una formación de filitas que puede alcanzar los 300 m de potencia, y una sucesión de micaesquistos poco grafitosos cuya potencia puede ser localmente de 1500 m (Fig.2.5).

Entre la formación de filitas y la sucesión de micaesquistos aparecen unos términos cuarcíticos y cuarzo-esquistosos de tonos rojizos muy distintivos en el paisaje.

La formación carbonática está formada por un paquete de mármoles que pueden presentar ocasionalmente talco y tremolita (Cuevas, 1990). A pesar de la importante recristalización sufrida por estas rocas, se han reconocido facies similares a algunas descritas en la formación carbonática de la unidad de Lújar atribuibles al Ladiniense Superior-Carniense inferior (Aldaya y Ewert, 1979). Esta formación, al igual que la formación de filitas, puede faltar localmente por omisiones de carácter extensional.

Dentro de la formación de filitas se observan intercalados lentejones de yeso y niveles discontinuos, de espesor centimétrico, de rocas ígneas básicas (Cuevas, 1990). En los niveles altos de esta formación se encuentran asociaciones de Mg-carfolita-distena en el interior de segregaciones sinfoliares de cuarzo.

La sucesión de micaesquistos presenta un miembro superior en el que destacan las alternancias de cuarcitas, esquistos y anfíbolitas en bancos decimétricos. La mineralogía de este miembro suele ser: biotita, cloritoide, epidota y andalucita. El miembro inferior, más oscuro presenta intercalaciones de orden métrico de cuarcitas y mármoles fajeados grises y blancos (Cuevas, 1990). Los niveles más bajos de la sucesión de la unidad de Murtas presentan la asociación: granate, cloritoide, pistacita, epidota, ilmenita, rutilo, moscovita y estaurólita con crecimientos tardíos de andalucita. En esta unidad faltan los términos de esquistos con sillimanita, además de la totalidad de la formación de gneises.

2.4.4.2. Unidad de Salobreña

Esta unidad fue definida por Avidad y García-Dueñas, (1981) en el área comprendida entre los meridianos de Almuñecar y Salobreña. Se trata de una unidad bastante completa que únicamente carece de las formaciones basales de gneises. Su potencia total puede alcanzar los 3500 m. La sucesión de micaesquistos grafitosos puede superar localmente los 2 Km. de potencia, mientras que la formación carbonática puede alcanzar los 1000 m (Fig.2.5).

Al igual que en la unidad de Murtas, la formación carbonática está constituida por un paquete de mármoles dolomíticos y calizos que pueden contener ocasionalmente tremolita. En los mármoles del Chaparral se ha citado desde el siglo pasado el hallazgo de restos fósiles que datan el Triásico medio-superior (Barrois y Offret, 1889). Aunque el contacto basal de los mármoles es un despegue frágil, la formación de filitas localmente conserva en su parte más alta intercalaciones calcoesquistosas que corresponden a los términos transicionales con la formación carbonática. También son frecuentes las intercalaciones de bancos decimétricos de cuarcitas verdosas. En segregaciones de cuarzo paralelas a la foliación principal se ha encontrado la asociación Mg-carfolita+distena±cloritoide. En el interior de esta formación se ha observado una progresión hacia el muro de las condiciones de metamorfismo, deducida de las asociaciones minerales encontradas tanto en los dominios cuarcíticos como en los dominios pelíticos. Esto será tratado más detalladamente en el capítulo 4.

La transición entre la formación de filitas y la sucesión de micaesquistos cuarcíticos de tonos claros con andalucita se produce de una forma manifiestamente gradual. Entre estos micaesquistos y los esquistos grafitosos suelen aparecer unos bancos cuarcíticos de color rojizo (cuarcitas de Jete, Avidad y García-Dueñas, 1981) fácilmente discernibles en el terreno.

La sucesión de micaesquistos grafitosos posee un miembro superior con estauroлита-distena-granate-andalucita y un miembro inferior en el que aparece la sillimanita en su variedad de fibrolita como mineral característico.

Los tres silicatos de aluminio han sido observados conjuntamente en venas de cuarzo transversas a la foliación principal. La distena puede desestabilizarse directamente a andalucita o a través de la fibrolita.

2.4.4.3. Unidad de Trevenque

Esta unidad aflora en el borde noroccidental de Sierra Nevada, en algunos de los picos más característicos de su baja montaña tales como el Pico de la Carne, el Trevenque y los Alayos de Dilar. Fue definida inicialmente por Gallegos (1975), aunque estudios posteriores han planteado la necesidad de una redefinición (Delgado, 1978; Aldaya et al., 1982). Esta área comprende casi exclusivamente materiales dolomíticos del Trías Superior (Martín, 1980a y b). Dichos materiales están fuertemente brechificados, no existiendo un corte único que sea completo y característico. La formación de filitas está escasamente representada, con una potencia inferior a los 150 m en todos los casos (Fig. 2.5). Sin embargo, la presencia de abundantes intercalaciones de calcoesquistos indica que se trata de los niveles altos de la formación de filitas. En dichos niveles y en intercalaciones pelíticas en los carbonatos se ha encontrado la asociación magnesiocarfolita-cloritoide-distena en segregaciones de cuarzo paralelas a la foliación principal.

La formación de filitas constituye el muro de la unidad, no aflorando por razones tectónicas las formaciones infrayacentes.

2.4.5. Unidades tipo Jubrique

2.4.5.1. Unidad de Adra

La unidad de Adra aflora al S de Sierra Nevada entre los meridianos de Castell de Ferro y de Adra. Fue definida por Aldaya (1969 a y b) y posteriormente estudiada con detalle por Cuevas (1990). En este sector, la unidad de Adra ocupa la posición más alta. Aunque su potencia total puede alcanzar los 3000 m es una unidad muy incompleta, ya que las formaciones carbonática y de filitas están prácticamente sin representar (Fig. 2.5). La formación carbonática se limita a un pequeño afloramiento de 25 m de potencia que aflora en las proximidades de la localidad de La Mamola. Bajo estos carbonatos aparecen niveles de yesos alternantes con bancos cuarcíticos de color verdoso y filitas azuladas con abundantes segregaciones sinfoliares de cuarzo. La potencia de este paquete metapelítico es inferior a los 10 m. En el seno de las segregaciones de cuarzo se han encontrado grandes cristales de distena que pueden alcanzar los 5 cm de largo, junto con cloritoide y ocasionalmente epidota. Así mismo, en dichas segregaciones se han observado claros pseudomorfos de carfolita como los apreciados en otras unidades Alpujárrides.

A muro de este paquete filítico hay un importante despegue tectónico bajo el cual

aparece una sucesión de micaesquistos que constituyen la mayor parte de la unidad de Adra. Los tramos de esta sucesión se describen detalladamente en Cuevas (1990). La parte superior está constituida por micaesquistos poco grafitosos con cloritoide y biotita. Inmediatamente bajo estos niveles aparecen unos esquistos en los que se observa la transición entre el cloritoide y la estaurolita. El granate aparece ocasionalmente en estos tramos.

La parte inferior de la sucesión la constituyen unos micaesquistos grafitosos en los que aparece sillimanita como mineral característico. La distena únicamente había sido descrita en los tramos bajos de esta sucesión (Aldaya, 1981; Aldaya, 1983a; Cuevas, 1990). Sin embargo, como fruto de este trabajo, se comprueba que la distena es un mineral ubicuo desde la formación de filitas hasta los términos más bajos de la sucesión de micaesquistos. La presencia de este mineral en un nivel específico depende sobre todo del quimismo de la roca total, restringiéndose únicamente a aquellos niveles ricos en aluminio. La aparición de la estaurolita puede desestabilizar en algunos casos a cristales de distena preexistentes; este hecho será discutido en el capítulo 5.

Bajo la sucesión de micaesquistos, Cuevas (1990) describe la existencia de una formación de migmatitas y gneises migmatíticos atravesados por diques leucocráticos. Se trata de materiales de tonalidades claras en el paisaje entre los que predominan migmatitas bandeadas con el neosoma y paleosoma bien diferenciados. Entre ellos aparecen diferenciados leucocráticos, constituidos principalmente por feldespato potásico, moscovita, granate y cuarzo (Cuevas, 1990). Esta sucesión constituye el muro de la unidad de Adra.

2.4.5.2. Unidad de Jubrique

Esta unidad aflora en el extremo occidental del Complejo Alpujárride. Fue definida por Balanyá et al., 1987; Balanyá y García-Dueñas, 1991; Balanyá, 1991). La unidad de Jubrique se corresponde con la unidad de Casares (Hoepfener et al., 1964; Dürr, 1967; Mollat, 1968; Bentfuss, 1970; Lundeen, 1978; Dickey et al., 1979) y con la unidad superior (Westerhof, 1977). El Manto de los Reales (Navarro-Vilá y Tubía, 1983; Tubía, 1988; Balanyá, 1991) incluye la unidad de Jubrique y un paquete de peridotitas a muro que Balanyá, (1991) denomina Unidad de Bermeja.

La unidad de Jubrique se caracteriza por poseer una potencia aproximada de 5 Km. en donde están representadas en su práctica totalidad las formaciones que constituyen la sucesión tipo alpujárride.

La formación carbonática es la más pobremente representada, (potencia max. 100

m; Fig.2.5) con un conjunto de carbonatos recristalizados de composición caliza y dolomítica (puede estar omitida en algunos puntos; Balanyá, 1991). En los cortes más completos se reconoce una parte basal de dolomías bastante masivas, a las que le siguen unas dolomías laminares que han sido datadas como Ladinienses por sus algas en las imbricaciones de Benarrabá (Balanyá, 1991).

La formación de filitas tiene una representación irregular, alcanzando 500 m (Fig.2.5) en los cortes más completos (margen derecha del Río Genal). Suelen presentar un color gris azulado, aunque pueden intercalar bancos de tonos verdes y rojizos. Los niveles verdosos son especialmente ricos en cloritoide, si bien este mineral está presente en la mayor parte de los tramos de filitas. Junto con el cloritoide, son frecuentes las segregaciones sinfoliares de cuarzo-carbonato en las que se distinguen mesoscópicamente una serie de estructuras fibrosas asimilables a las que presentan los pseudomorfos de carfolita en otras unidades alpujárrides (Goffé et al., 1989; Azañón et al., 1992), y en los Alpes centrales y occidentales (Goffé y Chopin, 1986; Goffé y Oberhänsli, 1992) y Córcega (Fournier et al., 1991). Al microscopio no se ha detectado la presencia de carfolita. Sin embargo, este mineral ha podido ser pseudomorfizado por una epidota alanítica (cf. capítulo 4) que aparece usualmente con hábitos fibrosos. En los niveles altos de la formación no se ha observado la presencia de distena. Este mineral aparece por primera vez en segregaciones de cuarzo contenidas en los términos bajos de la formación de filitas. El cloritoide es frecuentemente observado en los niveles pelíticos adyacentes a estas segregaciones.

Dentro de la formación de filitas aparecen unos paquetes cuarcíticos de color blanco alternantes con niveles pelíticos (Balanyá, 1991). Estas cuarcitas tienen una morfología lenticular, tamaño de grano fino a medio y pueden presentar fábricas miloníticas con desarrollo de lineación de estiramiento.

La transición entre esta formación y la sucesión de micaesquistos infrayacente es gradual y se efectúa a través de un tramo de esquistos grises poco grafitosos en los cuales aparece por primera vez la biotita. Bajo estos esquistos aparece una sucesión monótona de esquistos generalmente grafitosos en los que se pueden distinguir diversas zonas metamórficas en función de los minerales característicos dominantes. Esta sucesión también intercala cuarcitas y cuarzoesquistos además de bancos decimétricos de conglomerados con cantos de cuarzo y matriz biotítica (Tubía, 1985).

La parte basal de la sucesión de esquistos la constituye un tramo de esquistos grafitosos en el que aparece la fibrolita (crecimiento a partir de distena) junto con granate y estauroлита como minerales característicos. La transición con la formación infrayacente de gneises es igualmente gradual. La formación de gneises está bien representada en esta unidad y su descripción ha sido detallada como parte de la sucesión tipo alpujárride (epígrafe 2.3).

CAPÍTULO 3: ESTRUCTURAS PENETRATIVAS DENTRO DE LAS UNIDADES ALPUJARRIDES.

Como ya ha sido indicado en el capítulo anterior, los contactos que actualmente limitan a techo y muro las unidades alpujárrides son fallas, en su mayoría de bajo ángulo, de carácter frágil o semifrágil. En el sector occidental, se pueden reconocer contactos mecánicos de carácter dúctil en los límites del macizo peridotítico de Ronda (Tubía, 1988; Tubía y Cuevas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1991; Balanyá, 1991). Hasta este punto, existe unanimidad casi en los diferentes autores que han trabajado sobre el Complejo Alpujárride (Aldaya, 1969a y b; Aldaya, 1970; Orozco, 1972; García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1976; Navarro-Vilá, 1976; Delgado, 1978; Estévez et al., 1985; Cuevas et al., 1986; Balanyá et al., 1987; Campos y Simancas, 1989; Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Balanyá, 1991; De Jong, 1991; Galindo et al., 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; Tubía et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Simancas y Campos, 1993; Azañón et al., 1993; Azañón et al., 1994; Crespo-Blanc et al., 1994a y b). Sin embargo, la controversia más importante surge de la interpretación del régimen de dichos contactos.

En un principio, los límites actuales de las unidades alpujárrides fueron atribuidos a una tectónica de mantos de cabalgamiento con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N. En la década de los noventa, el estudio de las relaciones geométricas entre la foliación principal, como estructura de referencia, y los contactos tectónicos en combinación con la cinemática de dichos contactos, pone de manifiesto que las superficies son rellanos o rampas descendentes con respecto a los bloques de muro y de techo (Balanyá, 1991; De Jong, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; Tubía et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Azañón et al., 1993; Azañón et al., 1994; Crespo-Blanc et al., 1994a y b). Dichos contactos han sido agrupados en varios sistemas extensionales y datados considerando las edades miocenas de los sedimentos afectados y fosilizantes de

las fallas (García-Dueñas et al.,1992; Mayoral et al., en prensa). Sin diferir de la cinemática de estos contactos, Simancas y Campos (1993) defienden la existencia de algunos mantos de cabalgamiento preservados de la tectónica extensional, aunque reconocen que la estructuración extensional afecta ostensiblemente al conjunto de los Alpujárrides del sector centro-oriental.

Por lo tanto, las actuales unidades alpujárrides han de ser consideradas como unidades resultantes de una tectónica extensional miocena (García-Dueñas et al.,1992; Azañón et al., 1993; Azañón et al., 1994; Crespo-Blanc et al.,1994a y b). La estructuración miocena de las láminas alpujárrides preexistentes hasta la obtención de las actuales unidades extensionales se tratará en el capítulo 7 de esta memoria.

En este capítulo, únicamente se tratarán las estructuras internas de las unidades alpujárrides. Se otorga la categoría de estructuras internas, a las preservadas en el interior de las unidades y que no guardan relación directa con las asociadas a los actuales límites frágiles de dichas unidades. Por tanto, se trata de estructuras penetrativas de carácter dúctil o semidúctil producidas durante la historia pre-Miocena del Complejo Alpujárride. Aunque las estructuras relacionadas con los sistemas extensionales se limitan mayoritariamente a las proximidades de los contactos entre unidades, es posible observar que en ocasiones las estructuras frágiles y semifrágiles alcanzan una considerable penetratividad en el interior de las láminas alpujárrides. En estos casos, superficies "c", aproximadamente paralelas al contacto de techo y muro, cortan con una penetratividad variable, que puede llegar a ser centimétrica, a una foliación previa produciendo falsas estructuras "s-c" (Fotos 1 y 2). Un ejemplo de esto puede ser observado en la unidad de Escalate al N de Motril, donde la fábrica planar de la formación de filitas es cortada a diversas escalas por superficies "c" sobreimpuestas. El carácter frágil de estas superficies es evidente, estando constituidas, en ocasiones, por finas harinas de falla de un espesor milimétrico a centimétrico. Estas estructuras, en función de la definición arriba indicada, no se consideran internas y se tratarán en el capítulo 7.

3.1. FOLIACIONES

3.1.1. Foliación S1

La huella de la fase de deformación más antigua en las rocas alpujárrides es una foliación (S1) que tiene carácter de reliquia independientemente del nivel de la sucesión litoestratigráfica y de la unidad donde se halle.

Tabla 3.1

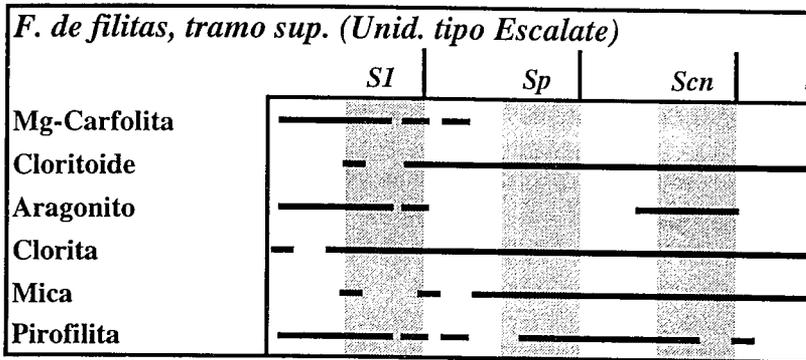


Tabla 3.2

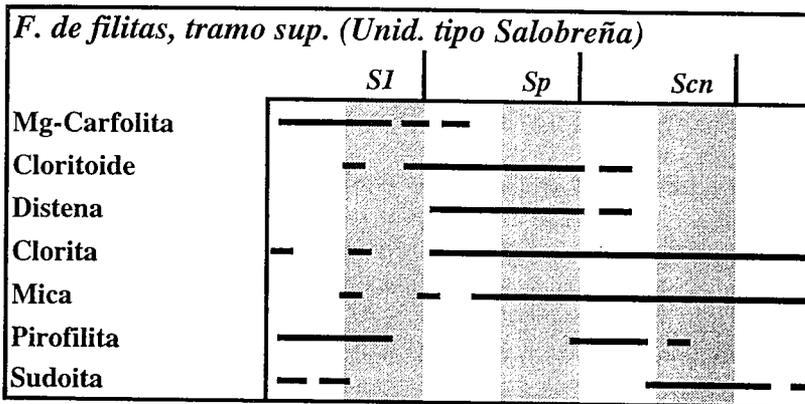
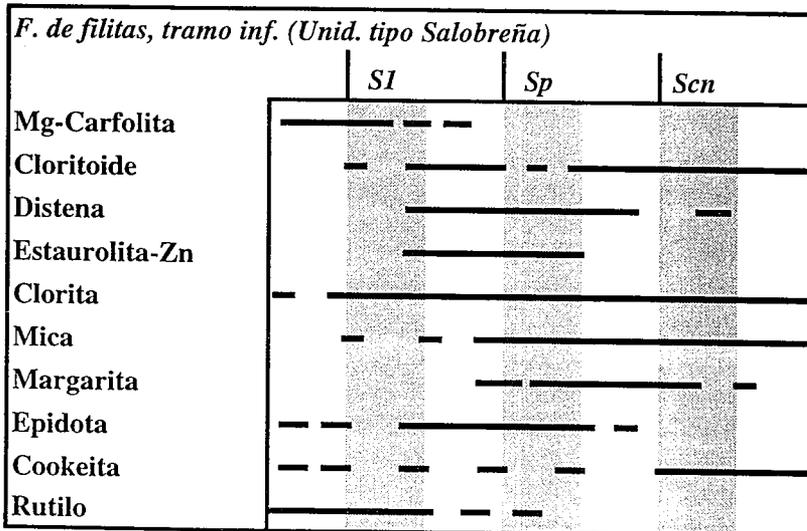


Tabla 3.3



En la formación de filitas, la S1 se conserva en el interior de dominios lenticulares delimitados por la foliación principal (Sp). En el interior de los dominios, que suelen tener una composición más cuarcítica, la S1 se manifiesta como un clivaje pizarroso definido por la orientación de cristales de mica, clorita y óxidos. Esta foliación es fácilmente discernible, incluso en afloramiento, cuando está plegada y se conservan charnelas, ya que el ángulo con la Sp es considerable. Las microfibras de carfolita se conservan en el interior de estos dominios o en segregaciones de cuarzo englobadas por la Sp (Fotos 3, 4, y 5). La Mg-carfolita en ocasiones se observa afectada por la foliación (Fotos 6 y 7). También es frecuente la observación de microfibras de carfolita desorientadas en el interior de segregaciones sinfoliares de cuarzo (Foto 8). El cuarzo ha preservado a dichas fibras de la deformación ulterior, siendo probable que durante al menos una parte del crecimiento de carfolita exista un estado de esfuerzos hidrostático en las segregaciones de cuarzo. En suma los datos recogidos indican que la cristalización de este mineral se inició antes del desarrollo de S1 (Tabla 3.1). El cloritoide y la distena que coexisten con carfolita en las unidades tipo Escalate y Salobreña (Tablas 3.1, 3.2 y 3.3) presentan el mismo tipo de texturas (Fotos 9, 10, 11 y 12).

En los términos claros de la sucesión de esquistos, la S1 puede reconocerse igualmente al microscopio y en el afloramiento en el interior de dominios limitados por Sp. Aquí se trata de una esquistosidad definida por la orientación de micas blancas y/o biotita, cuarzo y excepcionalmente pequeños cristales de distena. En el interior de los granates, la S1 se distingue por la orientación de pequeños cristales de rutilo, distena, cuarzo, y plagioclasa (Tabla 3.4).

Tabla 3.4

Sucesión de esquistos claros (Unid. tipo Herradura)

	S1	Sp	Scn
Estauroлита	—	—	—
Distena	—	—	—
Granate	—	—	—
Sillimanita	—	—	—
Mica	—	—	—
Margarita	—	—	—
Epidota	—	—	—
Andalucita	—	—	—
Biotita	—	—	—

En los términos de la sucesión de esquistos grafitosos, la S1 tiene también

características de esquistosidad y queda definida por la orientación de fengitas, biotitas, epidotas, rutilo y cuarzo. Está peor preservada que en los esquistos claros y sólo se conserva en el interior de minerales como distena y granate. En este último, las inclusiones pueden evidenciar una disposición rotacional indicativa de un crecimiento sincinemático con respecto a S1, ya que no hay continuidad con la foliación externa (Sp). En rocas de grado medio y alto, S1 suele estar completamente obliterada por Sp y excepcionalmente por fábricas planares o planolineares posteriores a Sp. La cristalización de carfolita y/o distena pre- y sin-S1 (en la formación de filitas) permite inferir las condiciones metamórficas de alta presión-baja temperatura imperantes en esta fase de deformación. En la sucesión de esquistos, la presencia de granate y distena sincinemáticos con respecto a S1 es compatible con la existencia de un metamorfismo de alta presión, aunque de mayor grado.

3.1.2. Foliación principal (Sp)

La foliación principal (Sp) es la mejor representada a escala regional, de tal modo que en este trabajo se ha adoptado como estructura penetrativa de referencia. Posee características variables en función de los términos de la sucesión en los que se manifiesta.

En la formación de filitas Sp es un clivaje pizarroso grosero en el que se intercalan dominios micáceos, dominios cuarcíticos y segregaciones de cuarzo; la heterogeneidad de los dominios y la disposición de los mismos hace que su trazado sea generalmente anastomosado. Es importante destacar que a pesar de que en el interior de las segregaciones aparezcan grandes cristales de distena, los dominios micáceos adyacentes a estas no poseen características de esquistosidad hasta la base de la formación de filitas.

En los términos de grado medio de la sucesión, la foliación Sp muestra las características de esquistosidad sobrepuesta a S1. Durante su desarrollo se produce una abundante neoformación y recristalización mineral que borra las estructuras previas.

En los gneises, la foliación Sp genera un bandeado diferenciado a diversas escalas. En los diferenciados migmatíticos, observables en las unidades tipo Herradura y Jubrique, las bandas melanocráticas y leucocráticas son paralelas a Sp.

Una de las características más importantes de esta foliación es su paralelismo generalizado con los contactos que separan las diferentes formaciones. Así mismo, las isogradas que limitan las zonas metamórficas son aproximadamente paralelas a dicha estructura tanto en los términos Permo-Triásicos como en los Paleozoicos. Este hecho sugiere que se trata de una foliación de aplastamiento durante la cual se produce una

importante cristalización. A pesar de que es básicamente una estructura planar, es frecuente la aparición de una lineación mineral contenida en Sp. Esta fábrica se presenta en el interior de zonas de cizalla de escala variable distribuidas a lo largo de la sucesión.

En los dominios peliculares de la formación de filitas se produce el crecimiento sincinemático generalizado de micas, cloritas y cuarzo (Tablas 3.1,3.2,3.3). Además, en función de la unidad y los términos de la misma se aprecia la cristalización de distena y/o cloritoide (tabla 3.2, 3.3). De manera sincrónica, en el interior de las segregaciones de cuarzo, se produce la transformación de Mg-carfolita±distena±cloritoide en micas (moscovita, paragonita y en algún caso margarita) y pirofilita.

Tabla 3.5

Sucesión de esquistos grafitosos (Unid. tipo Salobreña)

	SI	Sp	Scn
Estauroлита		—	—
Distena	—	—	
Granate	—	—	—
Sillimanita		—	—
Mica	—	—	—
Epidota	—	—	—
Andalucita			—
Biotita	—	—	—

En las rocas de grado medio y alto (esquistos claros y esquistos grafitosos), durante la formación de Sp se produce una cristalización generalizada de estauroлита y/o cloritoide, distena, biotita, fengita, margarita, además de una recrystalización o neoformación de granate en algunos casos (Tablas 3.4, 3.5 y 3.6). La sillimanita es postcinemática con respecto a Sp, aunque en los esquistos grafitosos puede observarse la formación incipiente de fibrolita sincinemática.

En los gneises granatíferos (unidad de Jubrique), Sp está marcada por biotita, sillimanita, plagioclasa, fengita y fe²⁺despato potásico (Tabla 3.7).

Como se tratará en los capítulos 4 y 5, los minerales que constituyen la foliación principal pueden ser catalogados como de presiones intermedias, mientras que las reliquias englobadas por esta foliación registran un metamorfismo en condiciones de alta presión. Por lo tanto, entre ambos episodios se produce una importante descompresión, al final o durante la cual se desarrolla Sp. Si a esta inferencia se añade la reducción de espesor de las

zonas metamórficas y su paralelismo con Sp, todos los datos indican que la foliación principal se genera por aplastamiento a partir de un proceso de adelgazamiento de la corteza media-superior en el que predomina una fuerte componente de cizalla pura. Por consiguiente, Sp puede ser considerada como una foliación extensional (Balanyá et al.,1993).

Tabla 3.6

Suc. de esquistos grafitosos (Unid. tipo Jubrique)

	SI	Sp	Scn
Estauroлита		—	—
Distena	—	—	
Granate	—	—	
Sillimanita		—	
Mica	—	—	
Epidota	—	—	
Andalucita			—
Biotita	—	—	
Plagioclasa	—		—

3.1.3. Foliación Scn

La foliación Sp está afectada regionalmente por pliegues isoclinales o cerrados que desarrollan una foliación de crenulación (Scn, siguiendo la nomenclatura de Balanyá, 1991). Esta foliación tiene características variables en función de los términos de la sucesión a los que afecta. En la formación de filitas, es un clivaje grosero que limita su aparición a zonas de charnela y a sectores en los que, procesos de disolución por presión, producen un microbandedado tectónico milimétrico o centimétrico. El clivaje está definido por la cristalización de clorita y/o micas. (Tablas 3.1, 3.2, 3.3).

En los esquistos claros, Scn afecta a cristales de andalucita, aunque el crecimiento de este mineral se prolonga hasta postdatar a Scn. En estos términos, la estauroлита está siempre afectada por Scn.

En los esquistos grafitosos, Scn tiene características de esquistosidad e incluso localmente puede ser la foliación más penetrativa. Scn está definida en estos términos por la orientación general de biotita, mica blanca y óxidos. Además de estos minerales, que

son los constituyentes mayoritarios, la fibrolita aparece orientada en los planos axiales de los pliegues de crenulación vergentes al N (Unidad de Salobreña; Fotos 13 y 14; Tablas 3.6, 3.7). El crecimiento de estaurólita en estas rocas se prolonga hasta postdatar a Scn (Cuevas, 1990; Tubía et al., 1992; Simancas y Campos, 1993). En estos niveles, la andalucita llega a postdatar a la foliación Scn.

Como se puede apreciar por lo anteriormente expuesto, las condiciones físicas en las que se desarrolla Scn son variables en función del término de la sucesión. Aunque estos aspectos se tratan con mayor profundidad en los capítulos siguientes, aquí se adelantan algunos resultados. En los esquistos grafitosos, la cristalización conjunta de fibrolita, andalucita y estaurólita establece una temperatura mínima de 500°C y una presión máxima de 3.8 Kb para el desarrollo de esta fase de deformación. Como se puede inferir de las asociaciones que constituyen el clivaje de crenulación en la formación de filitas, la temperatura durante esta fase de deformación es notablemente inferior a 500°C.

Tabla 3.7

<i>Gneises granatíferos (Unid. Jubrique)</i>			
	<i>SI</i>	<i>Sp</i>	<i>Scn</i>
Distena	—		
Granate	—	—	
Sillimanita		—	—
Mica		—	—
Epidota	—	—	—
Biotita	—	—	—
Plagioclasa	—	—	—
Cordierita			—
Feldespato K	—	—	—
Hercinita		—	
Clinopiroxeno	—	—	
Ortopiroxeno	—	—	

La presión máxima que soportan estas rocas en el inicio de esta fase debe ser lógicamente inferior a la deducida para los esquistos ya que la polaridad de la sucesión en ese momento es generalmente normal. Las implicaciones de estas determinaciones se hacen en el capítulo 6, en el que se trata la evolución tectono-metamórfica del conjunto de las unidades alpujárrides.

3.1.4. Foliación Scw

De manera más local pueden aparecer en las rocas alpujárrides pliegues volcados de cerrados a abiertos que pliegan el clivaje de crenulación Scn. Estos pliegues, de dirección aproximadamente N-S y vergencia W, desarrollan de manera ocasional una foliación de plano axial Scw (siguiendo la nomenclatura de Balanyá, 1991). Esta foliación es siempre un clivaje de crenulación grosero, aunque puede estar acompañado por un bandeado tectónico en las zonas de charnela, formado por procesos de disolución por presión. Bajo el microscopio se observa que este clivaje está constituido básicamente por mica y clorita. En el sector occidental de las Béticas (Unidad de Jubrique, Balanyá, 1991) esta fase de deformación adquiere una manifestación regional, mientras que en el sector centro-oriental, su representación es más local. En la unidad de Escalate (vertiente S de la Contraviesa entre los meridianos de Motril y La Mamola), esta fase de deformación se manifiesta especialmente bien.

3.2. PLIEGUES

Para la diferenciación de los episodios de plegamiento se adoptará como referencia la foliación principal, con lo que se distinguen los pliegues previos y posteriores a Sp. Se hace una mención especial a los pliegues desarrollados durante el Neógeno a pesar de que no forman parte de la estructura interna de las unidades ni tienen carácter penetrativo.

3.2.1. Pliegues previos a Sp

El aplastamiento producido durante la formación de la foliación Sp condiciona la geometría y disposición de cualquier estructura previa. De este modo, los pliegues que se observan en el interior de dominios limitados por la Sp poseen una sección producto de su geometría inicial más el aplastamiento sobrepuesto (Fotos 15 y 16). Esto hace que en la mayoría de los casos los pliegues previos a Sp sean isoclinales con razones de espesor de charnela/flanco superiores a 6. Con frecuencia se trata de charnelas desenraizadas e intrafoliares englobadas en el seno de Sp, siendo indudable el carácter previo de estos pliegues. Otras veces el plano axial y los flancos de pliegues cerrados son paralelos a Sp (Fotos 17 y 18), es decir, aparecen pliegues que podrían ser al menos parcialmente sincinemáticos con Sp. En este caso, se trataría de pliegues producidos en las primeras etapas de la formación de Sp y con posterioridad aplastados mientras se aproximaban

dúctilmente las isogradas metamórficas (Balanyá et al., 1993; Balanyá et al., sometido).

3.2.2. *Pliegues posteriores a la foliación principal*

En este epígrafe se incluyen aquellos pliegues que siendo posteriores a la foliación principal son de edad pre-Miocena. Todos los encontrados desarrollan clivaje de crenulación, al menos en los niveles más bajos afectados. En orden cronológico se describen los siguientes: Pce, Pcn y Pcw; aunque se describen en primer lugar los Pcn por razones de tamaño y de mejor comprensión de sus relaciones mutuas.

3.2.2.1. *Pliegues Pcn*

Estos pliegues son asimétricos y se caracterizan por tener una dirección entre NE-SW y E-W y una vergencia general hacia el N salvo en los flancos inversos conservados. Tienen un amplio desarrollo regional, siendo observables a diferentes escalas en todas las unidades alpujarrides. Los de primer orden son pliegues recumbentes (clases C4-D4 de Hudleston, 1973) (Fotos 19, 20 y 21) que pueden alcanzar un desarrollo plurikilométrico (Aldaya et al., 1979; Aldaya, 1981; Avidad y García-Dueñas, 1981; Aldaya et al., 1983a y b; Balanyá et al. 1987; Simancas y Campos, 1988; Campos y Simancas, 1989; Simancas y Campos, 1993). El clivaje de crenulación o esquistosidad acompañante (Scn) suele tener mejor desarrollo en la zona de charnela y en los flancos inversos.

En la figura 3.1 se proyectan ejes de pliegues Pcn de las unidades de Lújar y Escalate en el sector central. Se puede observar que la orientación de dichos ejes varía entre N40E y N90E con una pendiente axial, en su mayoría hacia el SW, que puede alcanzar los 30°.

En la figura 3.2 se representan ejes de micropliegues de las unidades de Salobreña y Herradura, observándose una orientación (entre N50E y N100E) similar a la de las unidades anteriores, son también frecuentes las pendientes axiales con componente W y con componente E. El basculamiento del eje del pliegue es debido, como se verá a continuación, a la acción de pliegues ulteriores de gran radio.

De entre los pliegues Pcn mayores suelen conservarse los sinclinales en el área de estudio; destacan: el núcleo sinclinal conservado en la formación carbonática de la unidad de Lújar, el sinclinal de la unidad de Herradura y el de la unidad de Salobreña, cuya charnela se insinúa en los esquistos grafitosos (Fig.3.3). La característica más destacable

de todos ellos es que pliegan unidades completas previamente metamorfizadas y adelgazadas; por ejemplo, en la unidad de Salobreña las isogradas metamórficas, desarrolladas durante el metamorfismo de presiones intermedias, están modificadas por estos pliegues (Fig.3.3).

Como se ha expuesto anteriormente, el grado de penetratividad de S_{cn} , la cristalización mineral y consecuentemente las condiciones metamórficas a las que se generan estos pliegues, no son homogéneas para todos los términos de la secuencia. En los términos más bajos de la sucesión se desarrolla un mayor crecimiento mineral durante esta fase. Las implicaciones de esta evidencia serán analizadas en el capítulo 6.

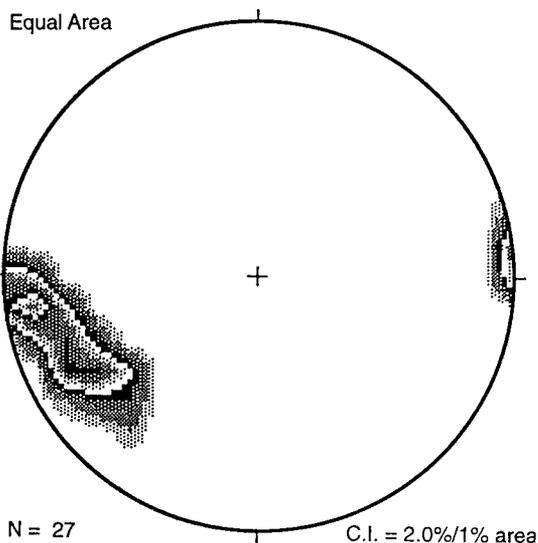


Fig. 3.1: Diagrama de orientación de los ejes de los pliegues P_{cn} en las unidades tipo Lújar-Gádor y tipo Escalate del sector central. Proyección equiareal, hemisferio inferior para un área de conteo del 1% (27 medidas).

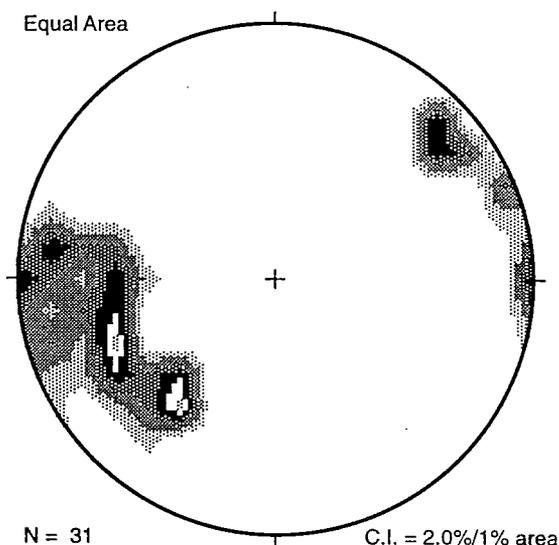


Fig.3.2: Diagrama de orientación de los ejes de los pliegues P_{cn} en las unidades tipo Herradura y tipo Salobreña del sector central. Proyección equiareal, hemisferio inferior para un área de conteo del 1% (31 medidas).

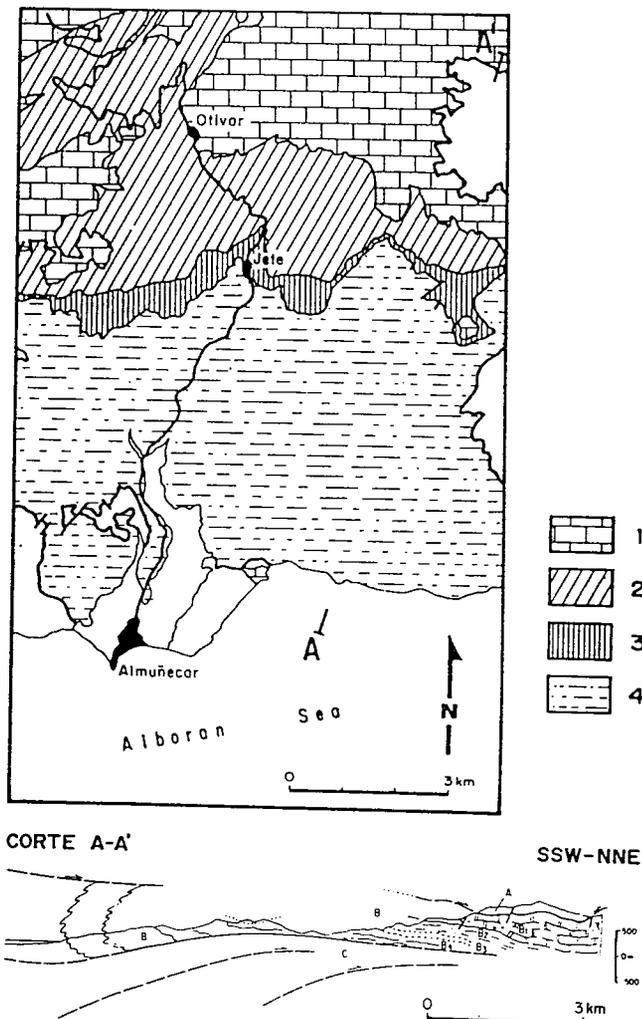


Fig. 3.3: Esquema geológico simplificado de la unidad de Salobreña. 1) Formación carbonática; 2) Formación de filitas; 3) Niveles cuarcíticos; 4) Sucesión de esquistos. Corte geológico (A-A'): A: Klippe de Guindalera; B: Unidad de Salobreña; C: Unidad de Herradura. B1: Formación carbonática; B2: Formación de filitas; B3: Cuarcitas y esquistos claros; B4: Sucesión de esquistos grafitosos. Modificado de Avidad y García-Dueñas, (1981).

En los términos basales, la Scn es ya una esquistosidad en la que crecen estaurolita y/o sillimanita. Dentro de los esquistos grafitosos, en la transición entre las zonas del cloritoide y la estaurolita (ej. unidad de Adra), ambos minerales están afectados por pliegues de crenulación de eje E-W vergentes al N, aunque la estaurolita llega a postdatar la foliación generada (Fotos 22 y 23). Del mismo modo, en las filitas se observan cristales de distena que se disponen paralelamente a los planos axiales de pliegues de eje E-W (filitas de los Yesos, unidad de Adra; Foto 24).

En la unidad de Adra, se han descrito pliegues de crenulación eje aproximadamente E-W que no desarrollan clivaje en los términos superiores de la secuencia; a medida que se desciende en dicha secuencia la penetratividad de la crenulación de plano axial se hace más patente y los ejes adquieren una dirección NE-SW (Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Tubía et al., 1992). Según sus características, los referidos pliegues podrían ser correlacionados con los aquí llamados Pcn, presentes en todas las unidades alpujárrides. Sin embargo, en el caso que se trata, los pliegues están asociados a zonas de cizalla con sentido de transporte aproximadamente hacia el NE, siendo el cizallamiento sin- o postcinemático con respecto a los pliegues según los autores citados (Cuevas et al., 1989; Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Tubía et al., 1992).

3.2.2.2. Pliegues Pce

Pliegues de características similares a los Pcn aunque con ejes aproximadamente N-S (N170-190E) se observan de manera local en determinadas áreas del Complejo Alpujárride. Son pliegues volcados generalmente más cerrados que los Pcn, de 4D a 5F en la clasificación de Hudleston (1973) que pueden desarrollar un clivaje de crenulación en los niveles más pelíticos (Fotos 25, 26 y 27). En la Sierra Alhamilla, pliegues Pce afectan a una fábrica planar (Sp), dentro de la cual se pueden observar, en rocas pertenecientes a la transición esquistos claros-esquistos grafitosos, crecimientos radiales de mica y distena. En estos niveles la Sp con estaurolita sin- y postcinemática está plegada, mientras que la foliación de plano axial de los pliegues Pce está formada por micas, cloritas y óxidos. En la Sierra Alhamilla, pliegues Pce son vergentes hacia el W, ya que se conservan en un flanco inverso de buen tamaño; si la inversión ha sido causada por ellos o por otros pliegues posteriores de dirección transversa, la vergencia de los pliegues menores en un flanco normal sería hacia el E. En el mismo corte se conservan pliegues de crenulación de eje aproximadamente E-W y de vergencia N (Foto 28). Las relaciones cronológicas entre ambos tipos de pliegues no han sido observadas con claridad en este corte.

En la S^a de la Joya existen pliegues cerrados de eje aproximadamente N-S con vergencia E (Fig.3.4, Fotos 29 y 30), que afectan a la foliación Sp. Allí, se observa con

claridad que a estos pliegues se les sobreimponen los pliegues Pcn vergentes al N. Los pliegues Pce que se conservan en la S^a de la Joya han sido definidos por algunos autores como "pliegues sinmetamórficos" (Estévez et al., 1985; Simancas y Campos, 1993). Sin embargo, al igual que se observa en la S^a Alhamilla, estos pliegues afectan, a términos Permo-Triásicos con una foliación Sp que incluye cristales sincinemáticos de distena.

El clivaje de crenulación generado durante el plegamiento Pce está definido por la orientación preferente de micas con escasa o nula sustitución fengítica y cloritas. Por lo tanto, las condiciones metamórficas en las que se generan los pliegues Pce, parecen similares a las de los pliegues Pcn que los post-datan. La ausencia de afloramientos de pliegues Pce bien desarrollados y que afecten a diversos miembros de la secuencia alpujárride, impide precisar las condiciones metamórficas a las que se formaron.

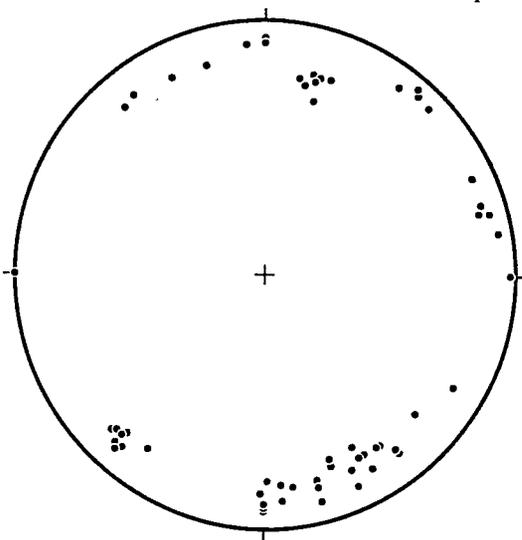


Fig. 3.4: Diagrama de orientación de los ejes de los pliegues Pce en la unidad de Escalate, sector de la Sierra de la Joya. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

3.2.2.3. Pliegues Pcw

En las unidades alpujárrides se pueden reconocer unos pliegues de crenulación de ejes NW-SE a N-S y de vergencia W. Son generalmente más abiertos que los Pcn, aunque el ángulo entre flancos puede llegar a ser de 30°. Cuando desarrollan clivaje de crenulación, éste es poco penetrativo y puede acompañarse o no de crecimiento mineral;

se ha descrito el crecimiento de biotita en dicho clivaje (Balanyá, 1991). En el sector occidental, los pliegues Pcw están especialmente bien representados en la unidad de Jubrique y pueden producir inversiones locales de la secuencia (Balanyá, 1991); este autor relaciona los Pcw con el cabalgamiento de Gibraltar y los considera más tardíos que los Pcn. Por tanto, es posible que estos pliegues sean miocenos.

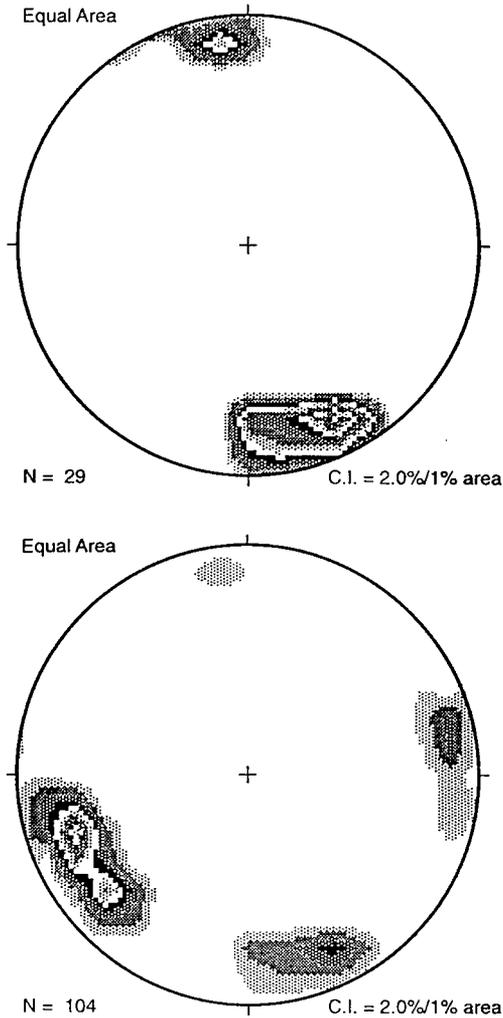


Fig. 3.5: Proyección equiareal de los ejes de los pliegues Pcw en la unidad de Escalate. A) Sector al W de Motril (29 medidas). B) Sector al W de Lanjarón (104 medidas). Área de contaje del 1%.

En las unidades tipo Escalate y Salobreña (sector entre Motril y Albuñol) los pliegues de crenulación mejor representados poseen las características de los Pcw (Fig. 3.5). Aunque en este sector se observan pliegues de crenulación vergentes al N, no se han podido establecer las relaciones entre Pcn y Pcw. Sin embargo, al W del klippe de La Campana (unidad de Escalate), se comprueba que los Pcw rotan la lineación de crenulación Lcn.

3.2.3. Pliegues Neógenos

La configuración actual de los afloramientos en los materiales alpujárrides es la consecuencia de la conjunción de procesos extensionales y contractivos desarrollados a partir del Oligoceno terminal. Uno de los hechos más destacables es la constatación de que los contactos determinados por estructuras de edad Miocena (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994a y b; Mayoral et al., 1994), están afectados por pliegues de gran radio de curvatura. Estos pliegues pueden dividirse en dos grupos en función de la orientación de sus ejes. Un primer grupo presenta ejes de dirección oscilante entre NW-SE y NE-SW. Un segundo grupo posee un eje aproximadamente E-W. Los primeros son pliegues muy abiertos con una amplitud de hectométrica a kilométrica (Figs. 3.6 y 3.7) y algunos de ellos podrían tener relación con la tectónica extensional miocena (cf. capítulo 7). Los segundos son igualmente abiertos, aunque la amplitud puede llegar a ser plurikilométrica. Estos últimos son los que posibilitan la aparición del Complejo Nevado-Filábride en el anticlinal de Sierra Nevada y de la unidad tipo Lújar-Gádor en el anticlinal de Contraviesa (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994a). Uno de estos pliegues fue datado por primera vez por Weijermars et al., (1985) como de edad Tortoniense superior (anticlinal de Sierra Alhamilla). Sin embargo, la compresión debe continuar hasta después del Messiniense inferior, ya que sedimentos de esta edad en la cuenca de Berja están afectados por ambos grupos de pliegues (Crespo-Blanc et al., 1994a).

Los anticlinales E-W producen el efecto de bascular hacia el S, en sus flancos meridionales, los contactos entre unidades. De este modo, fallas que restituidas son horizontales o buzantes al N, con el bloque de techo desplazado en el mismo sentido, poseen apariencia de falla inversa cuando se las observa en dichos flancos.

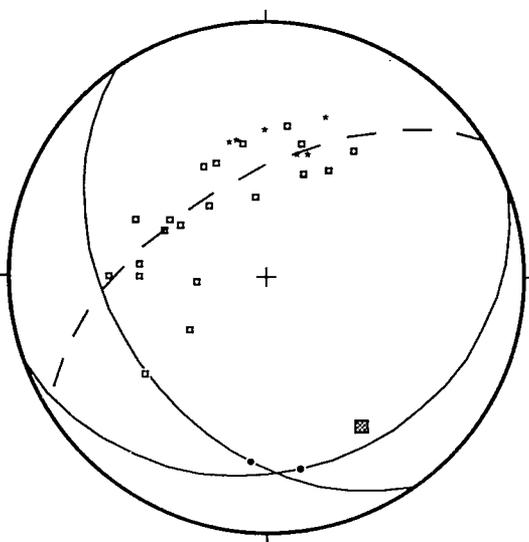
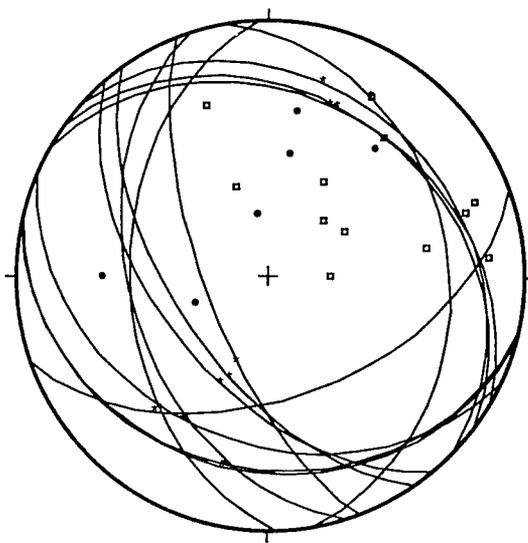


Fig. 3.6: Diagrama en el que se proyectan la disposición del contacto entre la formación de filitas y la formación carbonática y la foliación principal de ambas formaciones en la unidad de Escalate al S de Lanjarón. Los círculos mayores corresponden a dicho contacto que es una falla de bajo ángulo. Las estriás están incluidas como asteriscos en los círculos (sentido de movimiento hacia el SW). Foliación en las filitas, círculos negros y foliación de las calizas, cuadrados. Obsérvese que el contacto entre ambas formaciones está afectado por un pliegue abierto de eje aproximadamente NW-SE.

Fig. 3.7: Diagrama de la proyección del contacto entre las unidades de Herradura y Salobreña al W de Motril (círculos mayores). Las estriás se representan con círculos negros (sentido de movimiento hacia el N). Con asteriscos se representan los polos de la foliación en la unidad de Salobreña. Con cuadrados se representan los polos de la foliación en la unidad de Herradura. Obsérvese que las superficies Sp están afectadas por un pliegue abierto de eje NNW-SSE con ligera pendiente axial hacia el SSE (cuadrado con trama).

3.3. LINEACIONES

3.3.1. Lineación NE

La fábrica de las rocas alpujárrides es básicamente planar, aunque con frecuencia se observan bandas de roca con una fábrica plano-lineal relacionada con cizallamiento

simple (Tubía, 1985; Cuevas et al., 1986; Tubía y Cuevas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Balanyá et al., 1987; Alvarez, 1987a y b; Tubía y Cuevas, 1987; Campos y Simancas, 1989; Cuevas et al., 1989; Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Balanyá, 1991; Balanyá y García-Dueñas, 1991; Tubía et al., 1992; Balanyá et al., 1993; Simancas y Campos, 1993). La lineación mineral o de estiramiento contenida se reduce a zonas de cizalla dúctiles de espesor variable (desde centimétrico hasta hectométrico) distribuidas de manera discreta a lo largo de la secuencia. La fábrica resultante es de carácter milonítico o blastomilonítico (ej. gneises de la unidad de Jubrique). La orientación más usual oscila entorno a la dirección NE-SW (Fig.3.8, medidas realizadas en las unidades tipo Herradura y Salobreña entre los meridianos de Motril y La Herradura), aunque a causa del plegamiento ulterior, puede aparecer con orientaciones variables (Simancas y Campos, 1993). Un ejemplo de esta variación en la orientación se presenta en los carbonatos de las unidades tipo-Escalate al N de la Sierra de Lújar. En estos carbonatos, las fibras de carfolita aparecen estiradas y fragmentadas por una lineación de estiramiento de orientación entre N75E y N120E (Fig.3.9; Fotos 31, 32, 33, 34).

El sentido de transporte tectónico de las zonas de cizalla ha sido deducido por diversos criterios: estructuras s-c, sombras de presión asimétricas y diagramas de ejes "c" en el cuarzo en las rocas metapelíticas y gnéisicas. En peridotitas estiradas el sentido del transporte tectónico se puede obtener por la disposición de los planos (001) del ortopiroxeno con respecto a la foliación, y diagramas de subjuntas de olivino y piroxeno (Tubía, 1985; Balanyá, 1991; Balanyá et al., 1993). El sentido deducido en todos los casos es de movimiento relativo del bloque de techo hacia el NE (Tubía, 1985; Cuevas et al., 1986; Tubía y Cuevas, 1986; Alvarez, 1987a y b; Tubía y Cuevas, 1987; Cuevas et al., 1989; Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Balanyá, 1991; Balanyá et al., 1993). Algunos autores reconocen la existencia de dos lineaciones de estiramiento (L2 y L3), cuya orientación y sentido de transporte serían similares (Tubía, 1985; Cuevas et al., 1986; Tubía y Cuevas, 1986; Tubía y Cuevas, 1987; Cuevas et al., 1989; Cuevas, 1990; Cuevas y Tubía, 1990; Tubía et al., 1992).

En ambos casos, la lineación de estiramiento se asocia a pliegues isoclinales de ejes curvos (P2 y P3).

Recientemente, zonas de cizalla con lineación NE han sido interpretadas como generadas en régimen extensional (Balanyá, 1991).

La fábrica plano-linear aquí referida siempre se halla afectada por los pliegues Pcn, tanto en el sector occidental (Balanyá, 1991) como en el sector central (Simancas y Campos, 1993) de las Béticas. Las fotos 32, 33 y 34 muestran como la lineación, constituida por el estiramiento de las fibras de carfolita, está plegada por los pliegues Pcn (eje N90E/40°E) que a su vez están afectados por pliegues neógenos de eje NW-SE.

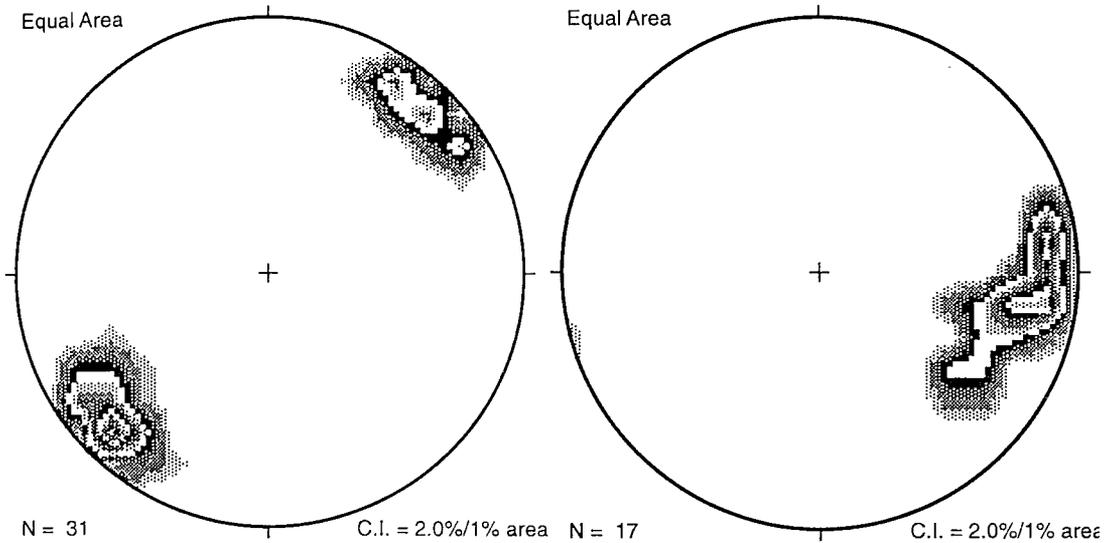


Fig. 3.8: *Proyección de la lineación de estiramiento asociada a zonas de cizalla discretas en las unidades de Salobreña y Herradura. Proyección equiareal, hemisferio inferior para un área de conteo del 1% (31 medidas).*

Fig. 3.9: *Proyección de la lineación de estiramiento que afecta a las fibras de carfolita en los carbonatos de la unidad de Escalate (E de Orgiva). Dicha lineación está plegada como se puede apreciar en las fotos 33 y 34. Proyección equiareal, hemisferio inferior para un área de conteo del 1% (17 medidas).*

3.3.2. Lineación N

Esta lineación se reconoce sobre todo en el sector occidental del Complejo Alpujárride (Unidad de Jubrique) (Balanyá, 1991). En dicha unidad se observa una fábrica plano-lineal distribuida a lo largo de toda la sucesión metapelítica. La lineación contenida en la foliación principal (Sp) presenta una orientación aproximadamente N-S. Está definida por porfidoblastos de hábito elongado con orientación preferente o por otros equidimensionales con sombras de presión alargadas. Dichos porfidoblastos pueden ser posteriores a la foliación principal (cloritoide y andalucita; Balanyá, 1991; Balanyá et al., sometido). Balanyá (1991) describe de manera detallada las características de esta lineación, que postdata a la lineación NE y cuyo sentido de transporte es mayoritariamente hacia el N. Finalmente, con el objeto de ubicar más exactamente esta lineación en la evolución alpujárride, este autor reconoce que está plegada por los pliegues Pcw.

Debajo de los macizos peridotíticos de Ronda se encuentran zonas de cizalla con lineación de estiramiento N que deforman a gneises cordieríticos con litoclastos y a leucogranitos del Mioceno inferior (Sánchez-Gómez et al., 1995); se han desarrollado también en extensión, produciendo la separación de cuerpos peridotíticos a ambos lados del Estrecho de Gibraltar.

En el sector central, la lineación L_n aparece sólo localmente y suele ir acompañada de diaclasas rellenas de cuarzo y clorita subperpendiculares a ella.

CAPÍTULO 4: METAMORFISMO DE LAS FORMACIONES TRIÁSICAS Y PÉRMICAS.

4.1.INTRODUCCIÓN

En este capítulo se exponen todos los datos y consideraciones sobre el metamorfismo que ha afectado a las rocas metapelíticas Permo-Triásicas alpujárrides. Para su desarrollo se han agrupado todas las unidades alpujárrides estudiadas en cinco unidades tipo que de abajo arriba son: Lújar-Gádor, Escalate, Herradura, Salobreña y Jubrique. El agrupamiento está basado en diversos criterios, tal como se ha expuesto en el capítulo 2. El criterio más importante se basa en el reconocimiento, dentro de cada unidad, de una evolución metamórfica similar para un nivel específico de la secuencia. Por tanto, los datos que se reflejan a continuación referentes a una unidad tipo, son característicos en todas las unidades agrupadas bajo la misma denominación. En algún caso, se aludirá a unidades con carácter local, acompañando las siglas de la muestra. Las muestras más representativas están situadas, mediante sus coordenadas U.T.M, en anexos.

En las unidades tipo Herradura, los términos atribuibles al Permo-Triás son esquistos claros con una mineralogía peculiar y diferente de la encontrada, para la misma edad, en el resto de las unidades. Por consiguiente, he decidido tratar estas rocas en el capítulo 5, en el que se abordará el metamorfismo alpino de los términos Paleozoicos de las unidades alpujárrides.

4.2. ANTECEDENTES SOBRE EL METAMORFISMO ALPUJÁRRIDE

Clásicamente, el metamorfismo que afecta a las unidades alpujárrides ha sido definido como de presiones intermedias. Sin embargo, la historia metamórfica de estas unidades es compleja y no puede ser simplificada mediante esa definición. Varios son los factores que contribuyen a complicar la evolución metamórfica de estas unidades, entre los que destacan dos: a) la distinción de diferentes episodios metamórficos en función de su cronología relativa con respecto a la foliación principal (ej. Aldaya, 1969a y b; Westra, 1969; Egeler y Simon, 1969; Orozco, 1972; Egeler, 1974; Kampschuur, 1972; Torres-Roldán, 1974; Navarro-Vilá, 1976; Tubía, 1985; Cuevas, 1990). b) la aparente heterogeneidad de condiciones P-T que se registran en los diferentes niveles de una misma unidad. Estos hechos llevaron a los primeros investigadores a pensar que las unidades alpujárrides son polimetamórficas, y, por tanto, los materiales de edad paleozoica habrían sido afectados por un metamorfismo prealpino. La existencia de este metamorfismo prealpino en el Complejo Alpujárride es aceptada por los primeros investigadores (Copponex, 1958; Egeler, 1964; Simon, 1963; Boulin, 1964; Rondeel, 1965; Bicker, 1966; Voet, 1967; De Vries y Zwaan, 1967; Fernex, 1968; Aldaya, 1969a y b; Egeler y Simon, 1969; Kornprobst, 1971). Sin embargo, la totalidad de los investigadores actualmente admite que la mayor parte del registro metamórfico conservado en las formaciones paleozoicas es alpino.

Por otra parte, uno de los rasgos que se han considerado tradicionalmente distintivos del Complejo Alpujárride con respecto al Complejo Nevado-Filábride es la existencia en este último de un episodio metamórfico de alta presión (ej. Gómez-Pugnaire, 1979; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Puga et al., 1988; 1989; Bakker et al., 1989; Soto, 1991; Jabaloy, 1991). Sin embargo, con anterioridad a esta última década, en los sectores oriental y occidental de la cadena en diferentes unidades y en diferentes formaciones alpujárrides se reconocieron asociaciones minerales que podían ser indicativas de un episodio metamórfico de alta presión. A continuación se exponen los antecedentes más importantes en relación con este metamorfismo de alta presión en diferentes sectores del Complejo Alpujárride.

Sector Occidental

En el sector occidental, la presencia de asociaciones granate-clinopiroxeno en cuerpos de rocas básicas, localizados en el interior de la formación de gneises migmatíticos y kinzingitas de la unidad de Jubrique, junto con la presencia de distena en los niveles pelíticos, hace definir para estas rocas un primer episodio metamórfico a AP-

AT (Loomis, 1972a, 1972b, 1977, 1979; Westerhof, 1975, 1977; Torres-Roldán, 1979, 1981, 1983). Las condiciones de este episodio son $P > 10$ Kb y $T=700-750$ °C y es ubicado por los autores antes de una descompresión que provocaría el descenso hasta 2-4 Kb de la formación de gneises migmatíticos y kinzingitas. La presencia de estas rocas de alto grado en las proximidades de los macizos peridotíticos, así como la disminución progresiva del grado metamórfico en razón inversa a la distancia con dichos macizos, ha sido interpretada por la mayor parte de los autores como el efecto de un metamorfismo de contacto producido sobre las metapelitas en el momento de la intrusión en caliente de las peridotitas (Loomis, 1972a, 1972b, 1977, 1979; Westerhof, 1975, 1977; Lundeen, 1978; Torres-Roldán, 1979, 1981, 1983).

Las investigaciones realizadas en el curso de este trabajo, y parcialmente publicadas (Balanyá et al.,1993), ponen de manifiesto que la evolución de la formación de gneises migmatíticos y kinzingitas de la unidad de Jubrique tuvo un primer episodio de AP-AT a P entre 11-13 Kb.

En la unidad de Ojén, situada a muro del macizo Iherzolítico de Ronda, han sido encontradas asociaciones en facies eclogíticas (> 16 Kb y 730°C) incluidas en cuerpos lenticulares de rocas básicas intercalados en una secuencia migmatítica, posteriormente retrogradados a facies anfíbolitas (5-8 Kb, $700-750^{\circ}\text{C}$; Tubía y Gil Ibarra, 1991). Estos autores asocian la formación de estas eclogitas con el emplazamiento de las peridotitas en las posiciones más bajas de la corteza continental.

Sector Oriental

En el Complejo Almagridero (cf. capítulo 1), en los términos triásicos y Permo-Triásicos se encuentran incluidos cuerpos de rocas básicas que son considerados como sills por su geometría y relaciones con la roca encajante (Puga y Torres-Roldán, 1989; Bakker et al.,1989; Sánchez-Vizcaino et al.,1991). Su emplazamiento ha sido datado entre Triásico superior y Jurásico medio, sobre la base de su intrusión en niveles triásicos y a una datación de 178 ± 4 M.a efectuada en las muestras menos alteradas por el método K/Ar (Puga y Torres-Roldán, 1989). Estas rocas presentan algunos caracteres ígneos preservados (mineralogía y texturas) a pesar de haber sufrido la totalidad del metamorfismo alpino. Anfíboles azules del tipo crossita y/o glaucofana son algunos de los minerales metamórficos que presentan estas rocas (Simon, 1963; Roever y Nijhuis, 1963; Westra, 1969; Kampschuur, 1972; Simon et al., 1976; Puga y Torres-Roldán, 1989; Bakker et al.,1989; Sánchez-Vizcaino et al.,1991).

La presencia de estos anfíboles azules fue interpretada en principio como el

registro de un metamorfismo de AP-BT (Simon, 1963; Roever y Nijhuis, 1963; Kampschuur, 1972; Simon et al., 1976). Bakker et al. (1989) analiza la composición de estos anfíboles observando que tienen un patrón de zonación de núcleo a borde: Mg-riebeckita-crossita-anfibol verde azulado. Las condiciones de P que estima este autor para el núcleo de estos anfíboles son de 7 Kb en el diagrama de Brown (1977). Condiciones de P más bajas (3.5 a 5.5 Kb) han sido estimadas por otros autores sobre la base de la composición del anfibol y la asociación en la que se enmarca (clorita-epidota-pumpellitactinolita) (Puga y Torres-Roldán, 1989).

Un análisis detallado de la composición química de estos anfíboles azules ha sido realizado por Sánchez-Vizcaino et al. (1991) poniendo de manifiesto que:

a) Los anfíboles suelen estar zonados, siendo los núcleos de composición crossítica-riebeckítica, y en ningún caso se observan composiciones del tipo glaucofana.

b) La presencia de composiciones ricas en Fe^{+3} y pobres en Al en los núcleos de estos anfíboles descenden las condiciones de P necesarias para la formación de glaucofana en el sistema NCMASH.

c) Los anfíboles del tipo riebeckita tienen un gran campo de estabilidad y no indican unas condiciones P-T precisas.

d) Estima en 4 Kb y 300°C las condiciones P-T sufridas por estas rocas según las condiciones de equilibrio de la reacción discontinua (Brown, 1977):
Actinolita+Albita+Oxido de Fe+H₂O_Epidota+Riebeckita+Clorita+Cuarzo.

Estas condiciones son concordantes con las obtenidas por otros métodos como el geobarómetro del contenido en Al de los anfíboles azules (Maruyama et al., 1986).

Sector Central

En este sector del Complejo Alpujárride y en algunos puntos del sector oriental, el hallazgo de Fe-Mg carfolita asociada con cloritoide y clorita en presencia de aragonito ha sido interpretado como el registro de un metamorfismo de AP-BT (Goffé et al., 1989). Estas asociaciones fueron encontradas en los términos metapelíticos pertenecientes a la formación de filitas y cuarcitas de diversas unidades alpujárrides. El descubrimiento de estas asociaciones es uno de los desencadenantes de este trabajo de investigación.

4.3. CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS Y RELACIONES TEXTURALES

4.3.1. Unidades tipo Lújar-Gádor

La Unidad de Lújar se encuentra actualmente en la posición más baja del conjunto de unidades alpujárrides. Los carbonatos de la Sierra de Lújar están limitados por contactos tectónicos extensionales. Con el objeto de cuantificar la importancia de estos contactos se han muestreado las intercalaciones de filitas del interior de la secuencia carbonática, así como las filitas que limitan a esta secuencia en los sectores meridional y oriental de la Sierra. Las diferencias encontradas en las asociaciones minerales y grado de recristalización implican que dichos contactos separan conjuntos litológicos cuya evolución metamórfica es diferente. Por tanto, los afloramientos de filitas claramente atribuibles a esta unidad son escasos en la Sierra de Lújar, lo que me ha obligado a muestrear unidades correlacionables con la aflorante en la Sierra de Lújar tanto en la Sierra de Gádor (Orozco, 1972; Aldaya et al., 1982) como al N de Sierra Nevada en la llamada unidad de Zujerio (Navarro-Vilá, 1976; Ewert y Navarro-Vilá, 1979). Aparte de sus similitudes litoestratigráficas, estas unidades presentan grandes semejanzas desde el punto de vista metamórfico y por lo tanto serán tratadas conjuntamente.

Se han efectuado observaciones en numerosos afloramientos, tanto pertenecientes a la formación de filitas como a las diferentes formaciones carbonáticas, con especial énfasis en los términos calcoesquistosos de la parte superior de la formación metapelítica. Sin embargo, la cantidad de muestras perteneciente a esta unidad es inferior al de otras unidades, ya que no se han detectado en afloramiento asociaciones minerales de valía en la diagnosis de la evolución metamórfica.

Uno de los rasgos más destacables, que ya había sido puesto de manifiesto por diferentes autores (Aldaya, 1969a; Jacquin, 1970; Orozco, 1972; Navarro-Vilá, 1976; Aldaya et al., 1982), es que las filitas pertenecientes a esta unidad muestran un menor grado de recristalización que las de otras unidades alpujárrides. Un ejemplo de este hecho son las intercalaciones de meta-argilitas y limolitas observadas frecuentemente en la formación carbonática de las unidades de Santa Bárbara, Gádor y Lújar.

En la unidad de Lújar, estas intercalaciones afloran en la parte noroccidental de la Sierra. De manera tentativa, se ha decidido hacer un estudio por difracción de R-X (técnica del agregado orientado) en cinco muestras extraídas de dichas intercalaciones para determinar la cristalinidad de las micas. Con el propósito de contrastar los resultados se ha efectuado el mismo estudio con una filita de la unidad de Escalate que contiene la asociación Mg-carfolita-cloritoide-clorita. Los resultados se exponen en la tabla 4.1.

Las muestras analizadas en las intercalaciones contienen la asociación no diagnóstica cuarzo+moscovita+clorita+plagioclasa. La muestra de las filitas de la unidad de Escalate contiene también paragonita. Los parámetros de cristalinidad se han medido tanto en la fracción total como en la de tamaño menor a 2 μ m. La presencia de paragonita en la muestra LANJ-931 dificulta la medida del pico a 10 Å por lo que se ha utilizado el pico a 5 Å. Según estudios recientes, la utilización de ambos picos se puede hacer de

Tabla 4.1: Cristalinidad de la mica

Muestra	Litología	Unidad	Fracción < 2 μ		Fracción total	
			Pico 10 Å	Pico 5 Å	Pico 10 Å	Pico 5 Å
L-931	Interc. pelíticas en carbonatos	Lújar-Gáador	0.26	0.22	0.27	0.26
L-932	"	"	0.27	0.26	0.24	0.21
L-933	"	"	0.28	0.25	0.25	0.22
L-934	"	"	0.26	0.24	0.27	0.23
L-934B	"	"	0.32	0.29	0.25	0.21
LANJ-931	Filitas	Escalate	"	0.21	0.20	0.20

manera indistinta, ya que los resultados son similares (Nieto y Sánchez-Navas, 1994). De hecho los autores recomiendan el uso de la reflexión a 5 Å cuando la paragonita interfiere la medida de la reflexión a 10 Å. En la tabla 4.1 se puede apreciar que en la fracción total de dicha muestra, los resultados son similares. En todo caso, la presencia de paragonita en la muestra LANJ-931 (filitas de las unidades tipo-Escalate) produciría el efecto de aumentar de manera ficticia la anchura del pico a 10 Å debido a que el mismo es la suma del correspondiente a ambas micas.

El índice de cristalinidad de la mica blanca depende de numerosos factores, de los cuales la temperatura es el más importante; por tanto, no puede ser utilizado como guía absoluta para establecer el grado de metamorfismo, aunque es una buena aproximación y en cualquier caso la única posible en materiales como los descritos (Kisch, 1987). La preparación de los agregados orientados y la medida del índice de cristalinidad de la mica se ha llevado a cabo de acuerdo con las recomendaciones del IGCP 294 IC (Kisch, 1991). En tales condiciones los límites de la anquizona para el difractor del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada son 0.23 y 0.36 $^{\circ}2\theta$. Los resultados indican que las intercalaciones pelíticas de la unidad de Lújar han sufrido un metamorfismo de anchizona, aunque próximo al límite con la epizona (Tab.4.1). Por el contrario, los valores obtenidos para la muestra de filitas de la unidad de Escalate están claramente dentro de la epizona (Tab.4.1).

A pesar de que, como se ha indicado más arriba, se trata de un estudio con un escaso número de muestras, se puede concluir de manera preliminar que existe una diferencia entre la cristalinidad de la mica blanca en las intercalaciones pelíticas de la unidad de Lújar y la de los términos superiores de las filitas de Escalate. La temperatura

máxima sufrida por los carbonatos de la unidad de Lújar sería de 300°C aproximadamente (límite epizona-anchizona según Kisch, 1987). Mientras que en las filitas de la unidad de Escalate, las condiciones de temperatura habrían sido más severas, tal y como lo confirman las asociaciones minerales en ellas encontradas y que serán detalladas más adelante.

4.3.1.1. Relaciones texturales

En las observaciones macroscópicas llevadas a cabo sobre la formación de filitas de esta unidad no se ha detectado la presencia de carfolita, ni de los pseudomorfos de este mineral que son claramente discernibles en otras unidades. En estas rocas la asociación mineral más común es: clorita, mica, cuarzo, albita, calcita, caolinita, titanita, apatito y óxidos de Fe (hematites o magnetita). La pirofilita ha sido detectada en algunas muestras mediante R-X, y podría tratarse de un mineral relativamente común, aunque difícilmente distinguible al microscopio. En algún caso se ha observado la presencia de aragonito claramente tardío, que cristaliza en grietas abiertas en el interior de los carbonatos como agregados fibroso-radiales. El crecimiento de este aragonito se ha podido facilitar por la acción de fluidos ricos en Mg que inhibirían la formación de calcita (Gillet y Goffé, 1988). En la parte superior de la formación metapelítica suelen aparecer unos términos rojizos que en algún caso pueden estar intercalados con carbonatos, calcoesquistos y metaconglomerados. Se trata de términos ricos en hematites, y en los cuales la clorita es el principal mineral. En estos niveles se ha encontrado excepcionalmente sudoita. El cloritoide aparece como un mineral poco frecuente en términos azulado-verdosos más bajos de la formación metapelítica, en los cuales el grado de recristalización es mayor.

En el microscopio, se observa que el tamaño de grano de los minerales que constituyen la foliación es muy reducido (<100 µm). Estos minerales suelen ser cloritas, micas y cuarzo. En las muestras con cloritoide, este puede alcanzar excepcionalmente un tamaño de 1 mm. Se presenta como cristales idiomorfos aislados o en agregados radiales. Con frecuencia aparecen maclados y con un fuerte pleocroismo en verde (Foto 35). Se asocia a clorita, pirofilita, moscovita, y albita como minerales más comunes, aunque puede estar asociado a cookeita y paragonita (muestra MLN-1). En algunos casos, aparece parcialmente corroído por mica y/o clorita. Con respecto a las estructuras penetrativas, el cloritoide aparece afectado por la foliación principal por lo que su crecimiento sería previo a dicha estructura.

En la muestra 930314-1, localizada en la unidad de Zujerio (Navarro-Vilá, 1976) a escasos metros del contacto con los materiales Nevado-Filábrides, se ha identificado la sudoita. Este mineral aparece junto con una clorita trioctaédrica, micas y caolinita en niveles pelíticos de colores rojizos y morados. Dichos niveles contienen dominios micáceos alternantes con dominios más cuarcíticos. La sudoita aparece usualmente en los

dominios micáceos rodeada de cloritas trioctaédricas y micas que constituyen la foliación principal. La caolinita se presenta en cristales subeuohédricos que crecen en un episodio tardío sellando la foliación principal.

4.3.2. Unidades tipo Escalate

Dentro de este conjunto se engloban las unidades de Cástaras y Alcázar (Aldaya, 1969a y b; Cuevas, 1990) que afloran al S de Sierra Nevada en el sector central de la Cordillera. No se han encontrado diferencias significativas en las asociaciones minerales que presenta la formación de filitas en estas dos unidades y, por tanto, se considera que deben ser tratadas conjuntamente para evitar repeticiones.

La carfolita ha sido encontrada en carbonatos en un único afloramiento situado en una unidad de las pertenecientes a este conjunto (unidad de Cástaras, Aldaya, 1969a y b). Este mineral se haya en el interior de segregaciones de cuarzo y calcita incluidas en un paquete calizo de la formación carbonática. La aparición de este mineral en carbonatos no es frecuente, aunque ha sido reconocida excepcionalmente en los Alpes (ej. Goffé, 1982). En el Complejo Alpujárride, la presencia abundante de este mineral en las metapelitas infrayacentes evidencia que se cumplen los requisitos físicos para su cristalización y, por tanto, deben ser factores de tipo químico los que impiden el crecimiento usual de este mineral en los carbonatos.

La formación de filitas en estas unidades puede alcanzar excepcionalmente una potencia de más de 500 m (ej. borde SW de la Sierra de Lújar). Esto ha permitido muestrear diferentes tramos de esta formación para controlar posibles variaciones del grado metamórfico en la vertical. Sin embargo, los accidentes extensionales frágiles (cf. cap.7), distribuidos de manera discreta a diferentes niveles, inducen el efecto de aproximar las partes más profundas de la formación con los tramos más altos. Este fenómeno está generalizado en la mayor parte de los afloramientos y aunque puede llegar a reducir la formación a una decena de metros, conserva el orden en la vertical de los materiales. La presencia de diversas etapas de pliegues recumbentes (cf. cap.3), puede complicar eventualmente la reconstrucción de la polaridad de la formación. El grado de recristalización de las metapelitas ha sido usado como indicador auxiliar para establecer la situación del tramo estudiado. Como dato complementario, se puede especificar que los niveles atribuidos a los tramos más bajos de la formación contienen frecuentemente biotita y los niveles más altos contienen frecuentes intercalaciones de calcoesquistos.

Los criterios de selección de muestras se han orientado sobre la búsqueda de minerales índice (cloritoide, carfolita, sudoita, cookeita, pirofilita, distena). Aunque, los

análisis de roca total realizados son muy escasos, es obvio que estos minerales aparecerán en términos litológicos especialmente ricos en Al y con variables cantidades de Fe y Mg. Para realizar un análisis químico de las diferentes fases en la microsonda electrónica, se han seleccionado las muestras con las asociaciones pertenecientes al tramo más bajo o más alto de la formación de filitas. Del tramo superior se han seleccionado los niveles pelíticos adyacentes a los bancos de calcoesquistos (muestras LANJ-1A, MOT-1D, T-873, T-903, ALME-1, ALME-2A) para establecer las condiciones del metamorfismo en el contacto carbonatos-filitas. Para establecer las condiciones del metamorfismo en el tramo inferior, se han escogido las metapelitas de tonos grisáceos oscuros adyacentes a los bancos cuarcíticos (muestras CBA y JOY-1B). Es importante destacar el carácter conflictivo de estas últimas muestras, ya que algunos autores las atribuyen a la secuencia metapelítica de la unidad de Lújar (Estévez et al., 1985; Simancas y Campos, 1993), mientras que otros autores consideran que pertenecen a una unidad superior (Aldaya, 1969a y b; Aldaya et al., 1979; Aldaya, 1981; Aldaya et al., 1982; Cuevas, 1990). Los datos de tipo metamórfico analizados en este trabajo son congruentes con la interpretación de estos últimos autores.

4.3.2.1. Relaciones texturales

Segregaciones en los carbonatos

La carfolita aparece en segregaciones sinfoliares de cuarzo y calcita (Foto 36) que presentan interferencias de dos fases de plegamiento isoclinal. El aspecto mesoscópico de este mineral son haces de fibras de color blanco-amarillento que pueden alcanzar un tamaño de 20 cm de largo. La anchura de estas fibras es muy variable, no superando en ningún caso los 5 mm, aunque la anchura habitual es muy inferior como se puede observar en la foto 37 realizada en la microsonda electrónica. Las fibras están estiradas y fragmentadas perpendicularmente a su máxima dimensión. Se encuentran orientadas según una dirección preferente, aunque al estar plegadas posteriormente, esta dirección varía (cf. cap. 3).

La carfolita se preserva en un estado extraordinariamente fresco, siendo el afloramiento con una mejor conservación en todo el Complejo Alpujarride. Al microscopio se observa que las fibras de este mineral están alteradas únicamente por mica y crecimientos sobrepuestos de cuarzo y calcita (Foto 38). Un hecho destacable es la ausencia de clorita. Mediante la microsonda electrónica se han analizado algunos cristales de pirofilita en contacto con carfolita y calcita, sin embargo, este mineral debe estar en pequeñas proporciones ya que no ha sido detectado mediante difracción de R-X. La mica aparece en la matriz carbonática y en el interior de las fibras de carfolita como pequeñas lamelas irregularmente distribuidas. Por lo tanto la asociación se reduce a: cuarzo + calcita + pirofilita + carfolita + mica.

El aragonito no ha sido detectado en estas segregaciones a pesar de que se han realizado diversos análisis por difracción de R-X dirigidas a su identificación. La observación de diferentes láminas delgadas al microscopio pone de manifiesto la existencia de texturas de transformación constituidas por agregados de cristales de calcita de pequeño tamaño crecidos sobre un carbonato previo. Analizados ambos minerales en la microsonda electrónica, su composición química se corresponde con un carbonato cálcico. Estas texturas podrían reflejar la transformación de un aragonito previo que por otra parte debió existir ya que las condiciones de presión mínima que implica la existencia de carfolita rebasan el límite inferior del campo de estabilidad del aragonito (cf. epígrafes 4.6 y 4.7)

Segregaciones en las metapelitas

La presencia de carfolita es la característica más destacable de las metapelitas del tramo medio-superior de la formación de filitas. Este mineral puede ser reconocido mesoscópicamente por la evidencia de estructuras fibrosas en segregaciones sinfoliares de cuarzo y/o calcita. Aunque en lámina delgada, la carfolita aparece como una reliquia de la que no se conservan cristales de un tamaño medio, si que son frecuentes las microfibras en el interior de granos de cuarzo englobados por la foliación principal. Estas fibras pueden llegar a ser extraordinariamente largas, si bien no suelen superar las 50 μm de diámetro (Foto 39), por lo que su análisis en la microsonda electrónica se hace especialmente complejo.

El aspecto que presentan las fibras de carfolita es similar al observado en los crecimientos de fibrolita de los micaesquistos grafitosos. Se destacan las siguientes características: la carfolita presenta generalmente extinción recta (perteneciente al sistema rómbico), sin embargo estudios recientes (Ferraris et al., 1992) ponen de manifiesto que este mineral puede crecer excepcionalmente con una menor simetría (monoclínica). Suele presentar un ligero pleocroismo en verde que se evidencia con claridad incluso cuando las fibras están en el interior del cuarzo. Esta última característica hace que este mineral pueda ser confundido con los anfíboles del grupo de la tremolita-actinolita.

Las fibras suelen parecer inalteradas en el interior del cuarzo. Cuando dichas fibras salen del cuarzo es frecuente la aparición de cloritas y/o micas entorno de ellas (Foto 40) que las alteran. La alteración es frecuentemente completa, observándose agregados de filosilicatos con morfologías fibrosas.

El cloritoide aparece comúnmente en los dominios micáceos de las muestras. En estos dominios se desarrolla la foliación principal reconocible en todas las unidades alpujarrides. Las relaciones entre el cloritoide y esta foliación son variables, pudiendo encontrarse los tres casos: cloritoides pre-cinemáticos, sin-cinemáticos y post-cinemáticos.

Cuando el cloritoide es pre-cinemático, aparece en el interior de los dominios lenticulares junto a las microfibras de carfolita. En estos casos, el cloritoide puede estar parcial o totalmente alterado a clorita. Las relaciones entre carfolita y cloritoide, en estas unidades, no son muy claras, ya que sólo excepcionalmente aparecen en contacto. Cuando ambos minerales están próximos, las relaciones texturales evidencian el crecimiento de cloritoide a partir de carfolita (Foto 41). La característica óptica más destacable del cloritoide es la presencia de un color de interferencia anómalo y un fuerte pleocroismo en verde. En este mineral, el pleocroismo está inversamente relacionado con el contenido en Mg.

La clorita puede estar asociada tanto a cloritoide como a carfolita. Se presenta en crecimientos lamelares de orientación variable. Junto a la mica, la clorita es uno de los principales constituyentes de la foliación principal. No presenta un pleocroismo fuerte, ya que su composición suele ser magnesiánica. Este factor dificulta la distinción entre cloritas trioctaédricas y cloritas di-trioctaédricas (cookeita y sudoita), también frecuentes en estas rocas alpujarrides. Como característica general, las cloritas trioctaédricas presentan un color de interferencia más bajo.

La cookeita es un mineral relativamente frecuente en las segregaciones de cuarzo de esta unidad. Ha sido encontrado en diversas muestras desde la Sierra Alhamilla hasta la Sierra de la Joya. Se suele presentar asociado a un aluminosilicato que puede ser distena o caolinita, aunque también han sido encontrados crecimientos lamelares palmeados de este mineral aislados en el seno de cuarzo. Las relaciones texturales muestran que se trata, por lo general, de una fase de crecimiento tardío que altera a diversos minerales aluminosilicatados previos (distena, cloritoide, mica). No obstante, bien pudiera haber sido estable a lo largo de una gran parte de la evolución metamórfica (cf. epígrafe 4.7).

La distena está ausente en el tramo medio-superior de la formación de filitas de esta unidad. Esa es la principal diferencia entre las unidades de tipo Escalate y las unidades de tipo Salobreña. La distena aparece por primera vez en las unidades de tipo Escalate en unas filitas recrystalizadas de color gris azulado (muestras CBA-4, JOY-1A), pertenecientes al tramo inferior. En estas muestras, la carfolita no ha sido observada ni siquiera como microfibras dentro del cuarzo, aunque sí aparecen estructuras fibrosas indicativas de pseudomorfos de este mineral. La distena se presenta como crecimientos radiales desorientados en el interior de grandes masas de cuarzo envueltas por la foliación principal (Foto 42). Estos cristales están alterados por micas, cookeita y caolinita (Fotos 43 y 44). El mineral que altera directamente a la distena es la mica. En un segundo episodio de alteración es la cookeita la que transforma a la distena, consumiendo cuarzo en la reacción. La caolinita puede llegar a alterar a cualquier mineral aluminosilicatado. Las fotos 43 y 44 muestran esta secuencia de transformaciones minerales que pueden suministrar información acerca de la pauta seguida durante la evolución metamórfica retrógrada en estos niveles de la unidad. El cloritoide en estas muestras se conserva como

una reliquia en el interior de cuarzo.

La pirofilita ha sido detectada mediante difracción de R-X en alguna de las muestras (LANJ-1B) de los niveles más altos de la formación de filitas, aunque no ha podido ser analizada mediante microsonda electrónica.

El aragonito también es un mineral común en las segregaciones de cuarzo/calcita paralelas y oblicuas a la foliación principal. Incluso ha sido observado como cristales idiomórficos de morfología rectangular en el interior de la foliación principal (Foto 45, muestra T-873). Para su reconocimiento han sido utilizadas diversas características ópticas significativas (relieve, extinción recta, maclas, hábitos radiales, ángulo 2V) y como método de diagnosis se ha empleado la difracción de R-X (método del polvo) siempre que la cantidad modal de aragonito en la muestra lo ha permitido. Se han realizado análisis químicos de elementos traza en el aragonito de diferentes posiciones texturales de la muestra T-873 que serán comentadas en el epígrafe 4.4.

4.3.3. Unidades tipo Salobreña

Dentro de este grupo se incluyen las unidades de Salobreña (Avidad y García-Dueñas, 1981), Murtas (Aldaya, 1969a) y la unidad de Trevenque (Gallegos, 1971; 1975) parcialmente. Las muestras, pertenecientes a estas unidades, que han sido analizadas mediante la microsonda electrónica son numerosas (cf. anexos).

En la unidad de Trevenque, la potencia de la formación de filitas es muy reducida. Sin embargo, los niveles aflorantes pertenecen a la parte superior de la formación ya que presentan abundantes intercalaciones de calcoesquistos. Los términos pelíticos adyacentes a estos calcoesquistos presentan asociaciones minerales de extraordinaria valía para el análisis del metamorfismo, sobre todo el de AP-BT (TV-261, TV-26, TV-262, TV-268, TV-267).

En la unidad de Salobreña aparecen estos mismos niveles (N de Lentegi), aunque en este caso la potencia de la formación ha permitido efectuar diversos muestreos a lo largo de la formación de filitas dirigidos a detectar posibles variaciones en las asociaciones minerales y en las condiciones P-T que estas indican. Para lo cual, se han muestreado las segregaciones sinfoliadas de cuarzo y los dominios micáceos adyacentes en diferentes niveles de la sucesión de filitas. Las asociaciones minerales más interesantes se presentan en las segregaciones sinfoliadas de cuarzo. El resultado de los muestreos, evidencia la existencia de una variación progresiva de techo a muro de la formación, tanto en las asociaciones minerales como en la abundancia modal de estas. Por esta razón, se

distinguen las muestras pertenecientes a los niveles superiores e inferiores, especificando las asociaciones encontradas en cada uno.

4.3.3.1. Relaciones texturales

La característica principal que poseen las unidades pertenecientes a este grupo es que la distena está presente en todos los términos de la formación de filitas desde el techo hasta el muro. Este mineral aparece como cristales que pueden alcanzar una longitud de 10 cm en segregaciones de cuarzo. Se presenta en diversas posiciones texturales:

a) Agregados orientados o parcialmente desorientados en el interior de segregaciones de cuarzo. Estas segregaciones suelen ser paralelas a la foliación principal (pre-Sp).

b) Cristales orientados paralelamente a la foliación principal en el interior de los dominios pelíticos (Foto 46).

c) Cristales post-Sp, crecidos en dominios pelíticos, afectados por varias crenulaciones posteriores (Foto 47).

La distena coexiste frecuentemente con una clorita trioctaédrica y con magnesiocarfolita en los tramos superiores e intermedios. Esta asociación ha sido encontrada en venas de cuarzo afectadas por todas las fases de deformación penetrativas. En esta asociación, las relaciones texturales ponen de manifiesto que la distena crece a expensas de magnesiocarfolita (Fotos 48, 49, 50). La distena es posteriormente alterada por diversos minerales entre los que destacan varias micas, cookeita y caolinita. La pirofilita también puede alterar a distena, aunque esta reacción es observada sólo excepcionalmente, siendo mucho más frecuente la presencia de crecimientos de micas en torno a los cristales de distena, cookeita e incluso alteraciones directas de la distena a caolinita.

En los tramos inferiores, la distena se asocia a cloritoide, Fe-Zn estauroлита, margarita y clorita como minerales más destacables. En estos tramos la magnesiocarfolita desaparece, si bien pueden observarse estructuras fibrosas en las segregaciones sinfoliares que indican su existencia previa. La distena se reconoce a menudo como agregados desorientados en venas oblicuas a la foliación principal, aunque afectadas por las fases de crenulación posteriores.

La magnesiocarfolita de los tramos superiores se presenta en fibras que pueden alcanzar los 2 mm de espesor y una longitud de varios centímetros. Estas muestras son excepcionales, ya que el espesor medio de las fibras no suele superar las 50 μm . Este

mineral puede estar asociado a cloritoide y clorita como en las unidades de tipo Escalate o a distena más clorita, asociación ésta característica de las unidades de tipo Salobreña. En algunas muestras puede reconocerse la asociación magnesiocarfolita-cloritoide-clorita-distena (TV-287, LTE-5) (Fotos 51 y 52), aunque dicha asociación no es frecuente. Sin embargo, es común encontrar en el mismo afloramiento las asociaciones cloritoide+clorita+magnesiocarfolita y distena+clorita+magnesiocarfolita en muestras distintas. El quimismo de la roca parece el factor determinante para la aparición de una u otra asociación. En los dominios pelíticos es más frecuente observar la primera asociación, mientras que en los dominios con abundantes segregaciones sinfoliares de cuarzo predomina la segunda.

La magnesiocarfolita que se preserva de manera metaestable y no se transforma a cloritoide o distena+clorita suele ser parcialmente alterada, en ulteriores etapas, a otros minerales o asociaciones. Las alteraciones más frecuentes son micas de composiciones paragonítico-moscovíticas. Aunque también han sido observadas alteraciones a pirofilita+clorita, cookeita y caolinita. Dado el carácter aloquímico de estas alteraciones es imprescindible admitir la participación de un fluido intersticial en el sistema que aporte los elementos químicos necesarios. Estas interacciones serán discutidas de manera monográfica más adelante. Excepcionalmente, la pseudomorfosis de Fe-Mg carfolita puede estar producida por cristales de albita (Foto 53).

El cloritoide ha sido encontrado a lo largo de toda la formación de filitas en diferentes posiciones texturales:

- a) Asociado con magnesiocarfolita en dominios cuarzo-pelíticos previos a Sp.
- b) Asociado con distena, como pequeñas reliquias conservadas en el interior del cuarzo (Fotos 51 y 52).
- c) Como cristales prismáticos asociados a clorita y sinfoliares con respecto a Sp (Foto 54).
- d) Como agregados palmeados y cristales idiomórficos de crecimiento posterior a la foliación principal (Foto 55).

Estas observaciones texturales indican que el cloritoide, al igual que ocurre en otras unidades, crece durante un largo periodo de la evolución metamórfica. Cuando el cloritoide aparece en contacto directo con magnesiocarfolita, las relaciones texturales evidencian su crecimiento a partir de este último mineral. Sin embargo, las observaciones texturales reflejan que el cloritoide no siempre crece a partir de magnesiocarfolita. En condiciones de deficiencia de agua en el sistema pueden funcionar reacciones de

desestabilización directa de clorita y pirofilita en cloritoide (Theye et al.,1992).

La Fe-Zn estaurolita únicamente ha sido observada en diversas muestras del tramo inferior de la formación de filitas en la unidad de Salobreña (SAL-61; OTV-91). Son dos las posiciones texturales en las que se observa este mineral:

a) Pequeños cristales idiomórficos (≤ 0.2 mm) en el interior de granos de cuarzo y/o calcita. Estos cristales pueden presentar en algún caso típicas maclas en cruz (Fotos 56, 57, 58 y 59).

b) Cristales aislados o asociados con distena en los dominios micáceos de la roca. En estos dominios se pueden apreciar las relaciones de este mineral con la Sp, observándose que están afectados por dicha foliación.

En estas muestras, la estaurolita se asocia con distena + clorita + mica + cookeita + caolinita + cloritoide, aunque este último mineral se conserva como una reliquia dentro del cuarzo. La magnesiocarfolita no está presente en la asociación.

Las micas que aparecen en la formación de filitas de este grupo de unidades son en todos los casos dioctaédricas. Sin embargo, la composición química de estas micas es muy variable como se verá más adelante, aunque pueden encontrarse composiciones próximas a los polos puros (moscovita, paragonita, margarita). Estos minerales ocupan diferentes posiciones texturales:

a) Definen la foliación principal junto con clorita y cuarzo como minerales mayoritarios.

b) Alteran a todos los minerales de composición aluminosilicatada (distena, magnesiocarfolita, Fe-Zn estaurolita, cloritoide).

c) Como grandes cristales sobreimpuestos a Sp, constituyendo texturas decusadas.

Las micas que alteran distena pueden presentar texturas características constituidas por crecimientos lamelares incluidos en bandas concéntricas (Fotos 60 y 61). Estos crecimientos han sido analizados mediante la microsonda electrónica, mostrando variaciones composicionales que serán comentadas en el epígrafe de cristal-química de las fases minerales.

La sudoita aparece en los niveles más altos de la formación de filitas como un mineral secundario que crece a expensas de pirofilita (muestra TV-261; Foto 62). Esta asociación se ubica en el interior de pseudomorfos de fibras de carfolita contenidos en

segregaciones de cuarzo. El crecimiento directo de sudoita a partir de magnesiocarfolita se observa excepcionalmente.

La cookeita aparece como crecimientos lamelares, en torno a cristales de distena incluidos en el interior de segregaciones de cuarzo. Con frecuencia la distena es alterada previamente por micas y la cookeita altera también a dichas micas. En algunos casos la pseudomorfosis puede ser completa (Foto 63). La cookeita ha sido excepcionalmente observada alterando a magnesiocarfolita (muestras TV-26, TV-261).

La caolinita, al igual que ocurre en el resto de las unidades, altera a todos los minerales de composición aluminosilicatada. Estas alteraciones pueden implicar a distena que permanece metaestable hasta alcanzar el campo de estabilidad de la caolinita. La asociación cookeita+caolinita es observada frecuentemente en las segregaciones de cuarzo con abundante distena. Aunque teóricamente estos dos minerales pueden coexistir en un estrecho campo P-T (Vidal y Goffé, 1991), las relaciones texturales evidencian que la cookeita es alterada por la caolinita. La pirofilita se ha observado transformando a cloritoide, distena y Mg-carfolita (Foto 64).

4.3.4. Unidades tipo Jubrique

Se han considerado pertenecientes a este grupo las unidades de Adra y Jubrique. La primera presenta un sólo afloramiento de filitas de escasos metros de potencia en la localidad de *Los Yesos*. En este afloramiento, las filitas están limitadas a techo, mediante un contacto tectónico, por una masa de carbonatos de escasos metros de espesor. El contacto de muro es también de carácter tectónico y separa estas rocas de unos esquistos grises. Estas filitas se caracterizan por la abundancia de niveles de yeso que pueden ser paralelos y oblicuos a Sp. El estudio de la unidad de Jubrique, a pesar de estar situada fuera del área tipo seleccionada para la realización de este trabajo, se ha considerado de un interés especial por los siguientes factores:

a) Su posición estructural en la pila de unidades alpujarrides, situándose a techo de un macizo de rocas ultrabásicas (peridotitas de Ronda).

b) La sucesión que presenta esta unidad es muy completa. Aunque la potencia total es aproximadamente de 5 Km, en ella se encuentran representadas un conjunto de formaciones litológicas que registran una evolución metamórfica a diferentes condiciones P-T.

c) Mediante el estudio de las filitas en esta unidad y teniendo en cuenta la existencia de trabajos petrológicos de detalle en las unidades de Federico (Bouybaoune, 1993), se pretende mejorar la correlación entre las unidades a ambos lados del estrecho de Gibraltar.

d) La existencia de un trabajo precedente que aborda con detalle el registro estructural de esta unidad (Balanyá, 1991).

Estas razones han motivado el estudio detallado de las asociaciones metamórficas en cada una de las formaciones de esta unidad. Los resultados obtenidos ya han sido parcialmente publicados (Balanyá et al., 1993).

4.3.4.1. Relaciones texturales

En estas unidades no se ha encontrado Fe-Mg carfolita bien conservada. No obstante, son abundantes las estructuras fibrosas en el interior de segregaciones de cuarzo que son habitualmente identificadas como pseudomorfos de carfolita (ej. Goffé y Oberhänsli, 1992). Las fases que constituyen las asociaciones minerales son: cloritoide, clorita, distena, alanita, mica y pirofilita.

Los niveles más altos de la unidad de Jubrique se caracterizan por la presencia de la asociación pirofilita + clorita en las segregaciones de cuarzo, mientras que el cloritoide aparece en los dominios micáceos.

Los niveles intermedios y bajos de las filitas en la unidad de Jubrique muestran la misma asociación que los escasos metros de filitas conservadas en la unidad de Adra. La presencia de grandes cristales de distena en el interior de las segregaciones de cuarzo, y en los niveles pelíticos adyacentes, caracteriza las asociaciones minerales en estas rocas. Dentro de las segregaciones, la distena puede aparecer: a) orientada según la foliación principal, b) oblicua a esta estructura, c) paralela al clivaje de crenulación en las zonas de charnela de los pliegues isoclinales vergentes al N.

El cloritoide se presenta, bien como reliquias en el interior de las venas de cuarzo, o como agregados orientados en los dominios micáceos. El cloritoide del interior de las segregaciones puede estar completamente pseudomorfizado por clorita y mica (Foto 65).

La alanita aparece en microfibras plegadas isoclinalmente dentro de los dominios ricos en cuarzo (Foto 66) o como pseudomorfos de pequeño tamaño (<0.5 mm).

4.4. DESCRIPCIÓN ÓPTICA Y CRISTALQUÍMICA DE LAS PRINCIPALES FASES MINERALES

El metamorfismo que ha afectado a la formación de filitas y cuarcitas de probable edad Permo-Werfeniense ha posibilitado la cristalización de minerales poco comunes en la bibliografía sobre metamorfismo de pelitas (carfolita, sudoita, cookeita, saliotita, margarita). La mayor parte de ellos no habían sido anteriormente descritos en estas rocas del Complejo Alpujárride. Sin embargo, si que han sido descritos y caracterizan las asociaciones metamórficas de los materiales de similar edad en los orógenos alpinos que circundan el Mediterráneo (ej. Goffé, 1977, 1980, 1982, 1984; Fransolet y Bourguignon, 1978; Kramm, 1980; Okrush, 1981; Okrush et al., 1984; Theye, 1988; Fournier et al., 1991; Theye et al., 1992). Este hecho ha llevado a diversos autores en las últimas décadas a destacar la utilidad de este tipo de mineralogías como indicadores termobarométricos en el grado bajo de metamorfismo (ej. Chopin y Schreyer, 1983; Schreyer, 1988; Vidal et al., 1992; Theye et al., 1992). A continuación se describen las características cristal-químicas más destacables de los minerales que han sido utilizados como indicadores para la evolución metamórfica de la formación de filitas en las unidades alpujárrides.

4.4.1. Fe-Mg Carfolita $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6(\text{OH})_4$

La carfolita fue descrita por primera vez en el Complejo Alpujárride por Goffé et al. (1989) y es el mineral de alta presión-baja temperatura (AP-BT) más común en la formación metapelítica Permo-Triásica alpujárride. Este mineral es el término de una solución sólida parcialmente completa entre los polos ferroso, manganesífero y magnésico. La Mn-Carfolita fue descubierta por Werner (1817), mientras que los términos Fe-Mg han sido reconocidos más tarde (De Roever, 1951; Goffé et al., 1973). La sustitución de Mn por Fe y Mg puede llegar hasta el 50% (Kramm, 1980), y la solución sólida Fe-Mg parece ser completa (Mottana y Schreyer, 1977; Viswanathan y Seidel, 1979; Goffé, 1980). El término puramente magnésico ha sido encontrado en medios naturales (Theye, 1988), mientras que el término más ferroso descubierto contiene un 87% en peso de Fe (Goffé et al., 1988; Ferraris et al., 1992). La Mn-carfolita aparece asociada a rocas metamórficas de baja presión y baja temperatura y a sistemas hidrotermales ricos en Mn (Mottana et Schreyer, 1977; Kramm, 1980). La carfolita ferromagnésiana es típica de ambientes metamórficos de AP-BT.

La carfolita es un inosilicato de simetría ortorrómbica y de estructura similar a la de los piroxenos (Fig. 4.1) (Naumova et al., 1975; Viswanathan, 1981; Ferraris et al., 1992). En muestra de mano aparece con un hábito acicular o fibroso asociada comúnmente

con cuarzo. En el Complejo Alpujarride, a pesar de estar totalmente desestabilizada, en algunos afloramientos ha sido posible reconocer su existencia previa debido al hábito que dejan los haces de fibras en el interior del cuarzo (Foto 67). El color depende del contenido en Fe, variando desde el verde oscuro en los términos ferrosos al blanco en los términos magnésicos.

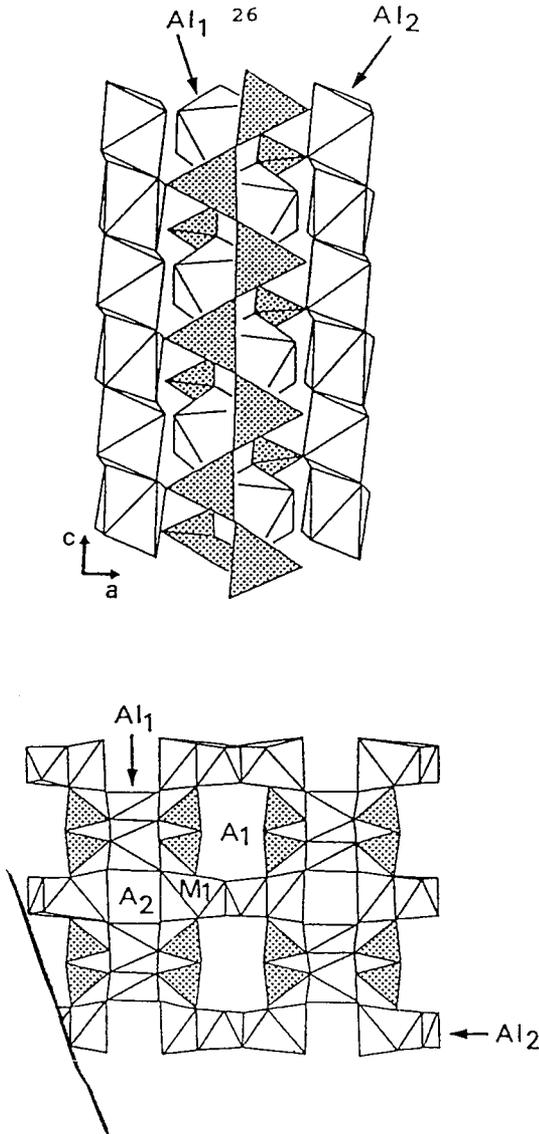


Fig.4.1: Estructura de la carfolita según las caras (010) y (001) (Tomada de Vidal, 1991).

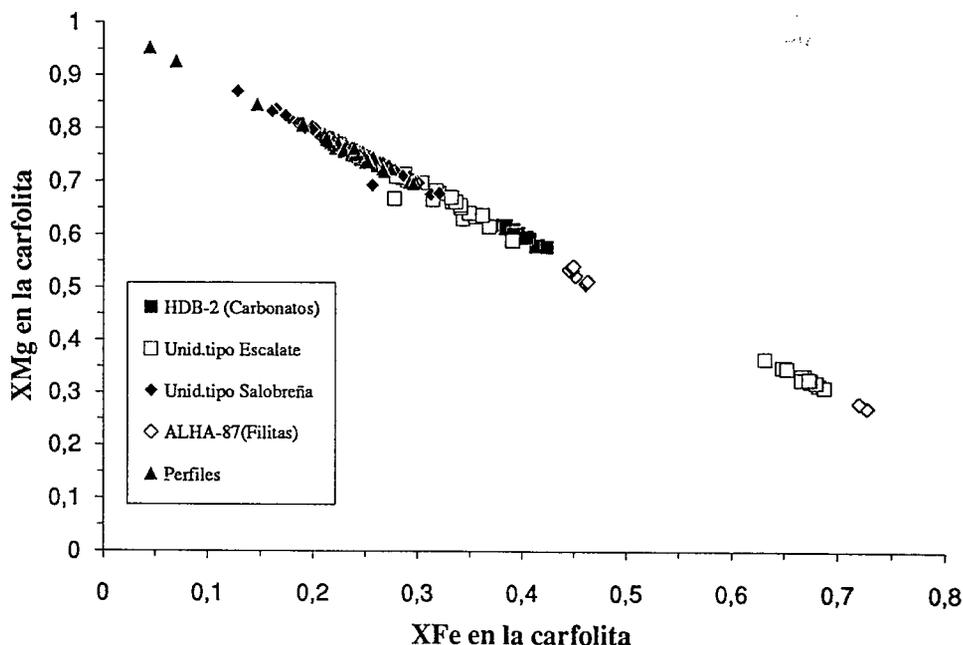


Fig. 4.2: Diagrama X_{Fe} ($Fe/Fe+Mg+Mn$) - X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe+Mn$) que representa la composición química de la carfolita de las unidades alpujarrides dentro de la solución sólida de este mineral.

En el microscopio cuando se presenta como fibras gruesas bien conservadas tiene un aspecto similar al de la tremolita, aunque puede ser diferenciado de este mineral por su extinción recta y menor birrefringencia (Foto 68). En la mayoría de los casos, la carfolita está parcialmente desestabilizada, conservándose únicamente fibras muy finas en el interior del cuarzo similares a las que presenta la fibrolita. Estas fibras, poseen un diámetro que suele oscilar entre las 5-50 μm (Fotos 37, 38, 39, 40, 48, 49, 50).

Cuando las fibras poseen un diámetro superior a 50 μm la cantidad de Si está próxima a 2 a.p.f., sin embargo, para las fibras conservadas en el interior del cuarzo con un tamaño inferior a 50 μm , el análisis muestra un excedente de SiO_2 . Por esta razón, la fórmula estructural ha sido calculada sobre la base de un número fijo de cationes: 5 para el caso de Si y 3 para Al, Fe, Mn, Mg. De este modo se consigue corregir el efecto de una contaminación de SiO_2 en el análisis de las microfibras. Análisis químicos representativos de carfolita se muestran en los anexos. La sustitución principal en la carfolita es Fe^{2+} - Mg_1 en los huecos octaédricos. La carfolita alpujarride evidencia esta sustitución a lo largo de la solución sólida Fe-Mg (Fig.4.2), con $X_{Mg}=(Mg/Mg+Fe+Mn)$ entre 0.3-0.8, en función

de la composición química de los niveles en los que aparece y como se verá más adelante, de las condiciones termobarométricas durante el crecimiento del mineral. El Mn se encuentra siempre en proporciones muy bajas (<0.5%), no encontrándose relación alguna entre Mn y los otros cationes divalentes (Fig.4.3). La carfolita contiene una pequeña proporción de F que sustituye al ion OH⁻ en la estructura (Ferraris et al., 1992; Vidal et al.,1992).

Para el cálculo del Fe⁺³ en la carfolita se han ensayado diversos métodos. El primer método testado es el propuesto por Droop (1987) para el cálculo del Fe⁺³ en granate, piroxeno y cloritoide entre otros minerales. Aunque el autor no recomienda el uso de este método para minerales hidratados en los que pueda variar el número de oxígenos p.f.u, en el caso de la carfolita los resultados son similares a otros métodos. El método empleado por Theye et al.,(1992) asume que las deficiencias, comparando con los valores ideales, de los cationes divalentes y trivalentes son iguales $[2-M^{3+}]=2*[1-M^{2+}]$. Las cantidades de Fe⁺³ obtenidas con estos métodos son ligeramente superiores de las que se obtienen de restar a 2 la suma de la cantidad de Al y Ti a.p.f. (Fig.4.4). El método adoptado es el propuesto por Theye et al.,(1992), ya que ha sido contrastado por este autor realizando análisis convencionales por vía húmeda del Fe⁺³ y los valores resultantes son similares a los calculados mediante la fórmula. De todos modos con cualquiera de estos métodos las cantidades de Fe⁺³ en la carfolita son muy pequeñas (Fig. 4.4).

A continuación se exponen las diferencias químicas observadas en la Fe-Mg carfolita en función de la unidad y la roca en la que aparece.

La carfolita de los **carbonatos de las unidades tipo Escalate** (muestra HDB-2) ha sido analizada químicamente mediante microsonda electrónica (Universidad de París VI). Análisis representativos se presentan tabulados en los anexos. Los resultados analíticos muestran que se trata de un término muy puro de la solución sólida de las carfolitas, en el que no se observan contaminaciones de cuarzo (valores de Si≈2.0) tan comunes cuando el tamaño de las fibras es más reducido. El Al refleja valores muy constantes ligeramente inferiores a 2 (1.97-1.99). La única variación sensible que se observa, se produce en las cantidades de Fe y Mg, mostrando un X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe+Mn)) entre 0.57 y 0.61. Las cantidades de Mn son muy bajas (<0.01 a.p.f), por lo que puede catalogarse de ferro-magnesiocarfolita. El Ti aparece en concentraciones muy bajas en todos los casos (<0.01 a.p.f). Na, K y Ca aparecen en cantidades inferiores a 0.01 a.p.f y han sido interpretados como impurezas, aunque estos elementos (sobre todo el K) pueden entrar en la estructura de la carfolita en cantidades importantes (Ghose et al., 1989).

La característica analítica más destacable de esta ferro-magnesiocarfolita es la presencia de importantes cantidades de F. El F en la carfolita es un elemento común, como ya ha sido expuesto, en pequeñas concentraciones sustituyendo al ion OH. Trabajos

cristalográficos recientes (Ferraris et al., 1992) sugieren que la sustitución F-OH en la carfolita es sólo posible en una de las tres posiciones del ion hidróxido.

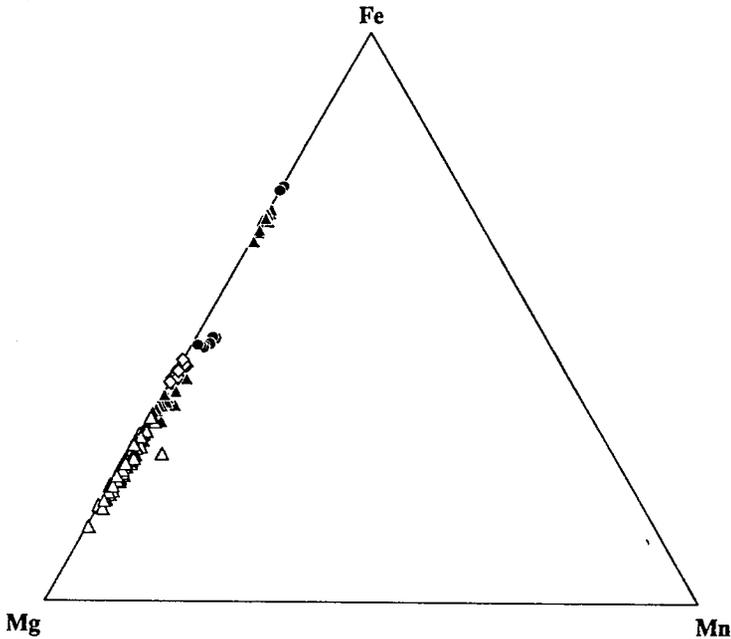


Fig. 4.3: Diagrama triangular Fe-Mg-Mn sobre el que se representa la carfolita de las unidades alpujarrides. Círculos negros: Muestras de la Sierra Alhamilla (unidad superior). Triángulos negros: Muestras de las filitas en las unidades tipo Escalate. Rombos: Muestras de los carbonatos en las unidades tipo Escalate. Triángulos blancos: Muestras de las unidades tipo Salobreña.

Este elemento puede alcanzar concentraciones de 2.3 % en peso y 0.37 a.p.f. en los carbonatos alpujarrides. De este modo, la fracción molar de F ($X_F = F/4$) se sitúa en este caso entre 0.07 y 0.096 mientras que los valores comúnmente presentados por este mineral son inferiores a 0.03. Contenidos de F de esta cuantía, únicamente han sido descritos en la naturaleza en la ventana de Engadine (Bündnerschiefer) en los Alpes centrales, en donde la carfolita puede alcanzar valores de F de 4.61% peso ($X_F = 0.19$) (Goffé y Oberhänsli, 1992). La importancia del F en la carfolita radica en la influencia que ejerce este elemento sobre la estabilidad de este mineral. Así altas concentraciones de F en la carfolita la

estabilizan a menores presiones. Según Vidal et al.,(1992) un cambio en XF desde 0.02 a 0.15 reduce las condiciones de la reacción Mg-carfolita=sudoita+cuarzo desde 7.8 a 6 Kb.

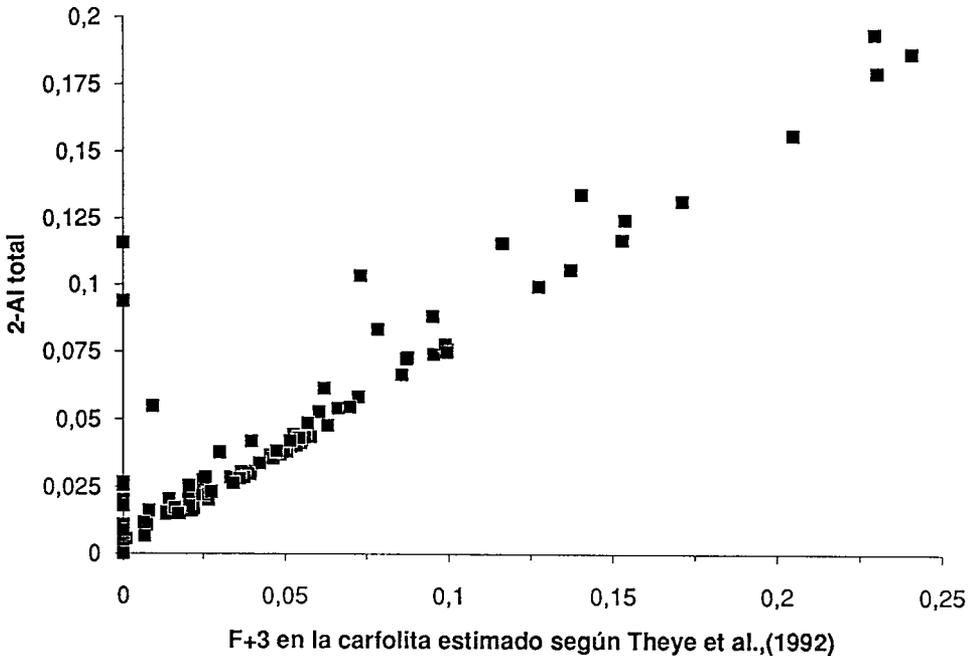


Fig. 4.4: Relación entre el Fe^{3+} en la carfolita calculado según Theye et al.,(1992) y el déficit de Al (2-Al). Comentarios en el texto.

En la figura 4.5 se muestra la relación entre la actividad de la carfolita según Vidal et al., (1992) ($a_{Car}=(X_{Mg})(X_{Al})^2(X_{OH})^4$) y X_{Mg} , observándose un claro descenso de la actividad en la carfolita de la muestra HDB-2. Las implicaciones de este hecho serán analizadas más extensamente en el epígrafe de evolución metamórfica (4.6).

La carfolita de la **formación de filitas en las unidades tipo Escalate** se presenta siempre como microfibras de un diámetro entre 10 y 50 μm y longitud variable, pudiendo alcanzar varios centímetros, en el interior del cuarzo o calcita. El análisis químico mediante microsonda electrónica de estas microfibras es complicado. Los análisis químicos de carfolita evidencian que la sustitución principal es $Fe^{2+}Mg_{-1}$. En las muestras pertenecientes a esta unidad los valores de X_{Mg} oscilan entre 0.3 y 0.7 (Fig.4.2). El F al contrario que en los carbonatos, no suele presentar concentraciones importantes (<0.15 a.p.f.; Fig.4.6). El Mn también aparece en bajas proporciones (<0.01 a.p.f.; Fig.4.3).

La Mg-carfolita en las **unidades tipo Salobreña** aparece como fibras que excepcionalmente pueden alcanzar un diámetro de 0.5 cm y varios centímetros de largo. Estos cristales se encuentran dentro y fuera del cuarzo. Sin embargo, lo más frecuente es la aparición de microfibras en el interior de segregaciones de cuarzo y/o calcita. La carfolita en estas unidades es generalmente más rica en Mg ($X_{Mg}=0.69-0.85$; Fig. 4.2). La más próxima al polo Mg-carfolita coexiste con distena. El F presenta concentraciones poco importantes (<0.2 a.p.f.; Fig.4.6).

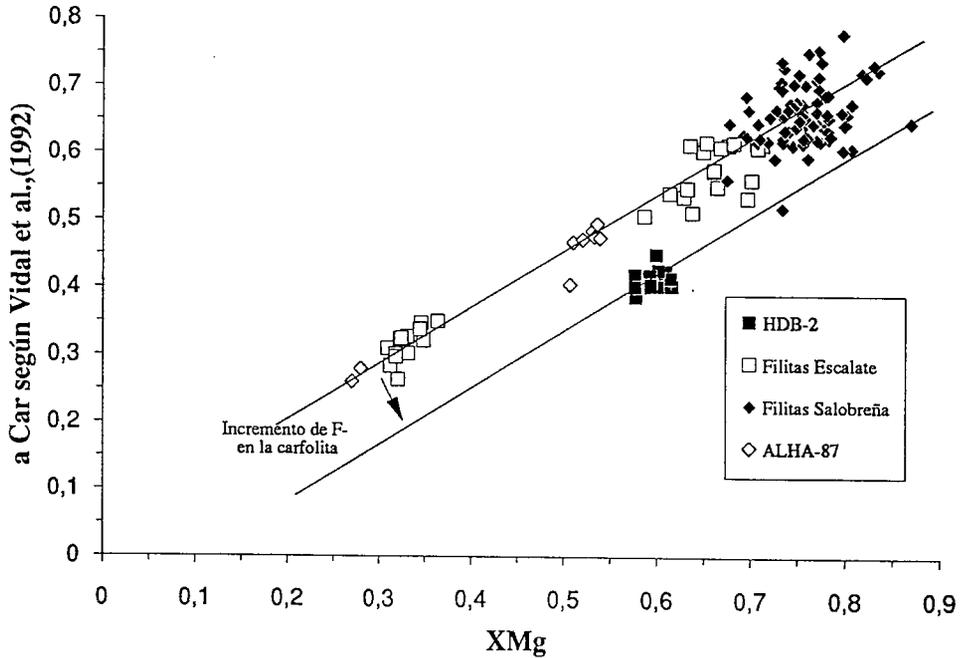


Fig. 4.5: Relación entre X_{Mg} y la actividad en la carfolita calculada según Vidal et al., (1992). Obsérvese que el incremento de F en la carfolita produce un descenso en la actividad de este mineral.

4.4.2. Cloritoide $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_2(Al, Fe^{3+})(OH)_4Al_3O_2[SiO_4]_2$

El cloritoide es un mineral bastante común en metapelitas de ambientes metamórficos de grado bajo. Ha sido encontrado asociado a los niveles metapelíticos más altos de la secuencia en todas las unidades Alpujarrides. En algunas de ellas el cloritoide aunque de forma discontinua, está presente a lo largo de toda la formación de filitas y cuarcitas e incluso en las partes superiores de la formación de esquistos claros (ej.

Unidades tipo Herradura, Unidades tipo Salobreña). Su presencia está condicionada por el quimismo de la roca que en este caso debe ser relativamente rica en Al. Su campo de estabilidad está también condicionado por su composición (Chopin et al.,1992).

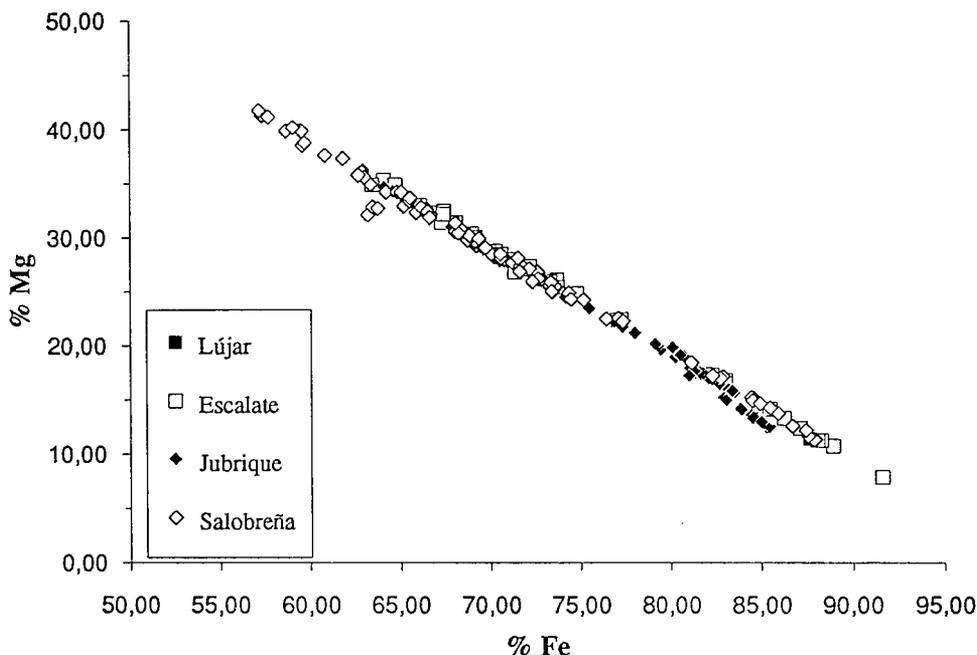


Fig. 4.6: Relación entre % Fe ($Fe/Fe+Mg+Mn$) a.p.f. y % Mg ($Mg/Mg+Fe+Mn$) a.p.f. en el cloritoide analizado en las unidades alpujárrides.

El análisis textural pone de manifiesto que la cristalización de cloritoide en las diferentes unidades, se ha producido a lo largo de gran parte de la evolución metamórfica.

La fórmula estructural del cloritoide ha sido calculada sobre la base de 12 oxígenos. Análisis representativos se muestran tabulados en los anexos. En la mayoría de los análisis el Si excede del valor ideal (>2.0 a.p.f.). El Fe^{+3} ha sido estimado por el procedimiento propuesto por Chopin et al.,(1992) que es similar al utilizado por Theye et al.,(1992) para la carfolita.

La principal variación composicional que muestra el cloritoide está relacionada con la sustitución $(Mg,Mn)=Fe^{+2}$ (Fig.4.6) y $Fe^{+3}=Al$. Los cloritoides alpujárrides son básicamente ferromagnesianos con cantidades muy bajas de Mn (<0.1 a.p.f.; Anexos; Fig.

4.7). Por lo que la sustitución más importante es $\text{Fe}^{+2}\text{Mg}_1$.

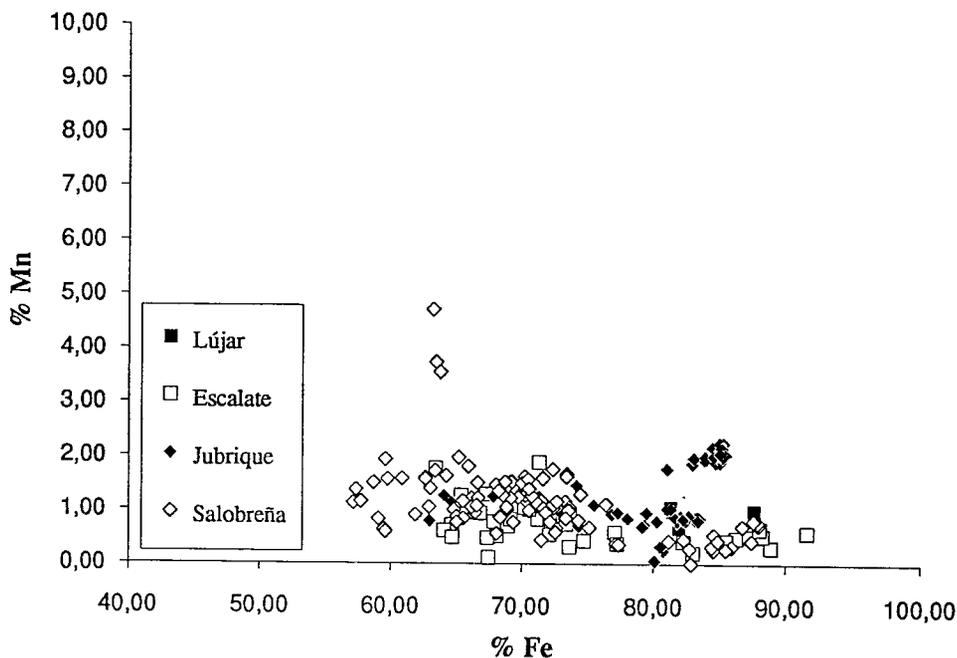


Fig. 4.7: Relación entre % Fe a.p.f. y % Mn a.p.f. en el cloritoide analizado en las unidades alpujarridas. En el diagrama se aprecia que se trata de cloritoides básicamente ferromagnesianos.

Los cloritoides de las **unidades tipo Lújar-Gádor** (muestras MLN-1 y VT-1) son términos ferrosos ($X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}) = 81-88$). La sustitución $\text{Al}_1\text{Fe}^{+3}$ en la posición M(1A) está subordinada ya que las cantidades de Fe^{+3} obtenidas no son muy importantes (<0.065 a.p.f.). El contenido en Mn es muy escaso (<0.021 a.p.f.). El Ti tampoco alcanza valores significativos (<0.049 a.p.f.).

Para los cloritoides hallados en los términos altos de la formación de filitas de **unidades tipo Escalate** (muestras T-873, T-903, T-21, T-22) X_{Mg} ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$) puede oscilar entre 0.12 y 0.32, en función de la composición química de la roca. La sustitución $\text{Al}_1\text{Fe}^{+3}$ en la posición M(1A) puede llegar a ser importante en algunos casos, alcanzando el Fe^{+3} valores de 0.12 a.p.f. El Mn y el Ti son elementos minoritarios en los cloritoides de esta unidad. La presencia de reliquias de carfolita en el interior del cuarzo es común en las muestras con cloritoide aunque no es general (Ej. T-21 y T-22). Las relaciones químicas entre estos dos minerales serán

discutidas en un epígrafe posterior. Dentro de este intervalo de composiciones aparecen cloritoides en diferentes posiciones texturales con respecto a la foliación principal. Como característica general, aunque depende de la composición química de la roca, se ha observado que los cloritoides más tardíos evidencian una composición más ferrosa. Aunque en algún caso se han encontrado variaciones químicas dentro de un mismo cristal, no se ha observado un patrón claro de zonación.

El cloritoide hallado en los términos más bajos de la formación de filitas presenta valores de XMg entre 0.32 y 0.35. En estas asociaciones el cloritoide aparece como un mineral previo a Sp coexistiendo con distena y clorita (muestra CBA-4).

En las **unidades tipo Salobreña** el cloritoide presenta las composiciones más magnesianas (XMg=0.42; en asociaciones de los términos bajos de la formación de filitas con distena±Zn-estaurolita) en reliquias previas a Sp. Cloritoides posteriores a dicha estructura evidencian valores más ferrosos (pueden alcanzar XMg=0.1).

En las **unidades tipo Jubrique** tiene una composición química que oscila entre XMg=0.35 y XMg=0.1 en función de la posición textural (los cloritoides previos y sincinemáticos con respecto a Sp son más magnesianos que los que se superponen a dicha estructura) y de la composición química de la roca.

4.4.3. Clorita (Mg,Fe,Mn,Al)₆[(Si,Al)₄O₁₀](OH)₈

El cálculo de la fórmula estructural de la clorita se ha efectuado sobre la base de 14 oxígenos asumiendo la totalidad del Fe como divalente. Análisis químicos representativos de clorita se presentan tabulados en los anexos. Según la clasificación de Hey (1954) la mayoría de las cloritas analizadas son términos intermedios entre scheridanita y Ripidolita (Fig.4.8) (Si oscila entre 2.5 y 2.8 a.p.f. mientras que XFe varía entre 0.18 y 0.82):

Sin embargo, en la unidad de Salobreña se han detectado clinocloros y pinocloritas, estas últimas también aparecen en las unidades de Escalate y Jubrique (Fig.4.8). El diagrama Si-Al muestra una débil correlación negativa (Fig.4.9), de manera que la relación Si/Al oscila entre 0.83 y 1.33, aunque en la mayoría de las cloritas esta relación varía entre 0.9 y 1.1 (Fig.4.9). Del mismo modo la relación Al_{v1} y ΣFe,Mg,Mn evidencia una correlación negativa con una variación de ambos parámetros entre 1.9-3.6 y 1.2-4.7 (Fig.4.10). La sustitución Tschermak's Si(Fe²⁺,Mg)Al₂ estimada es de 0.7±0.2.

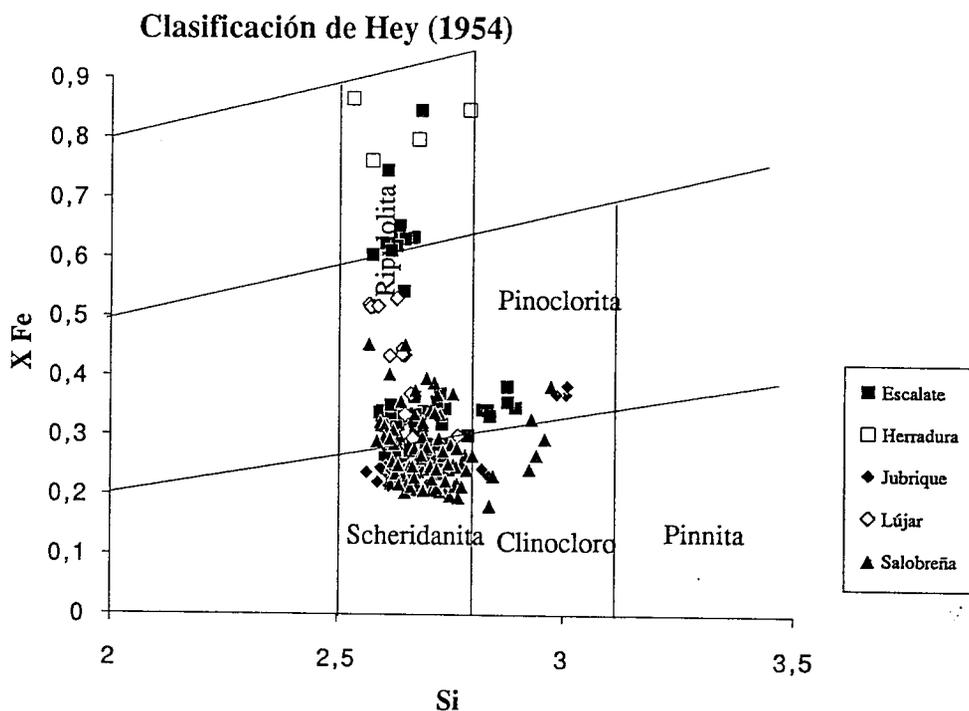


Fig. 4.8: Clasificación según Hey (1954) de las cloritas analizadas en los materiales alpujárrides.

4.4.4. Sudoita $Mg_2Al_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_8$

La sudoita es una clorita di/trioctaédrica ya que está constituida por una alternancia de capas 2:1 dioctaédricas (tipo pirofilita) y capas trioctaédricas (tipo brucita). En el caso de la sudoita las posiciones octaédricas están ocupadas por Mg y Al. El número de átomos de Mg en esta posición puede oscilar entre 1.2 y 2.5 (Baley y Lister, 1989). El número de átomos de Al por fórmula en la posición tetraédrica está comprendido entre 0.4 y 1.1. También son características comunes de este mineral, cantidades no muy importantes de Fe y Mn y cierta sustitución Tschermak's (Fransolet y Bourguignon, 1978; Kramm, 1980; Theye, 1988; Azañón 1992). Las cantidades de Fe pueden alcanzar el 7%. La sustitución Li-Mg en los huecos octaédricos es igualmente posible, pudiendo llegar a 0.4 Li por fórmula (Heckroodt y Roering, 1965).

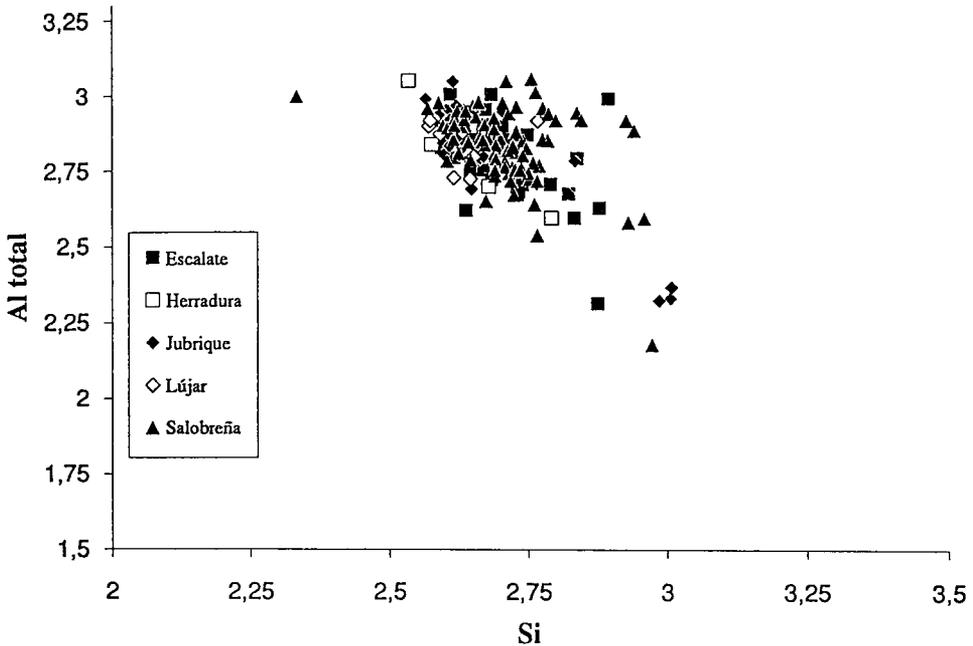


Fig. 4.9: Relación Si-Al total en las cloritas de las unidades alpujárrides.

A partir de los hallazgos de sudoita que figuran en la bibliografía se podría deducir que se trata de un mineral no muy abundante en la naturaleza aunque esta escasez puede ser debida a las dificultades que presenta su determinación por técnicas convencionales. El reconocimiento de sudoita al microscopio es difícil, ya que sus características son similares a las de las cloritas magnéticas, por lo que deben usarse técnicas complementarias. La microsonda electrónica es el método más idóneo para su completa caracterización. Además de la microsonda, un método adecuado para distinguir la sudoita del resto de las cloritas tri-trioctaédricas es la relación de intensidades para los picos basales:

La sudoita muestra valores más altos de R ($R=I_{(003)}/I_{(002)}+I_{(004)}=0.7-0.85$) que el resto de las cloritas tri-trioctaédricas ($R=0.1-0.3$), Fransolet y Schreyer, 1984). La coexistencia de sudoita con otra clorita tri-trioctaédrica suele dar valores intermedios entre ambos extremos.

La sudoita ha sido encontrada en dos unidades alpujárrides en posiciones texturales distintas: en las unidades tipo Salobreña (muestras TV-261 y TV-262), como un mineral secundario procedente de la descomposición de asociaciones previas (Azañón,

1992) y en la unidad de Lújar-Gádor (muestra 930314-1), como un mineral primario en el interior de dominios cuarcíticos englobados por la foliación (Foto 69).

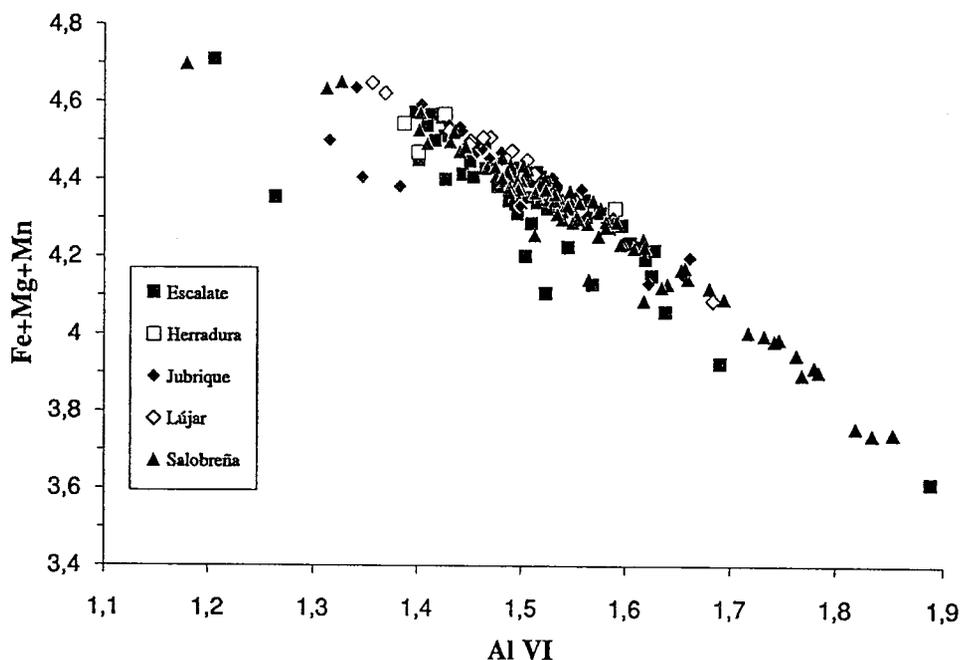


Fig. 4.10: Relación $Al_{IV-\Sigma}$ (Fe, Mg, Mn) en las cloritas de las unidades alpujarrides.

En los anexos se muestran algunos análisis de este mineral, en los cuales la fórmula estructural ha sido calculada sobre la base de 14 oxígenos, asumiendo la totalidad del Fe como Fe^{+2} . En las **unidades de tipo Salobreña**, la sudoita presenta una suma total de cationes próximo a 9, lo cual puede interpretarse como que la cantidad de Fe^{+3} no debe ser importante. Sin embargo, los valores de Si son significativamente superiores a 3. Esto puede ser atribuido a una cierta sustitución Tschermak's $Si(Fe^{+2},Mg)Al_2$ como ha sido propuesto por Theye et al.,(1992) para la sudoita de Creta oriental. Las figuras 4.11 y 4.12 ponen de manifiesto una correlación negativa entre Si-Al y $Al_{IV-\Sigma}(Fe,Mg,Mn)$ que confirma la existencia de esta sustitución Tschermak's.

En las **unidades de tipo Lújar-Gádor** si se asume que la totalidad del Fe es divalente se detectan una serie de problemas en la fórmula estructural;

a) En primer lugar la suma de Fe y Mg en posiciones octaédricas superan en todos los casos los 2.0 a.p.f, alcanzando valores próximos a 2.5.

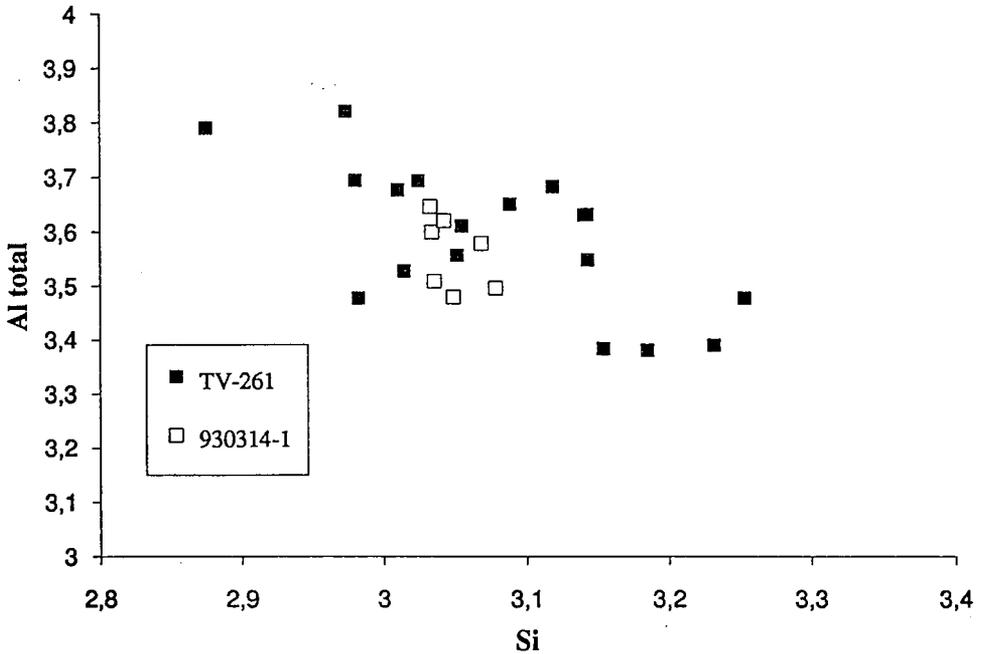


Fig. 4.11: Relación Si-Al total en la sudoita. TV-261: Sudoita secundaria en unidades tipo Salobreña. 930314-1: Sudoita primaria en unidades tipo Escalate.

b) El Al muestra valores por debajo de 4.0 a.p.f. (≈ 3.6 a.p.f), este déficit no puede ser atribuido únicamente a una sustitución Tschermak's $\text{Si}(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})\text{Al}_2$ ya que los valores de Si son muy próximos a 3.0, excediendo de este valor en 0.035 de promedio.

c) Calculando la fórmula estructural con esta asunción la suma de cationes excede de 9, oscilando entre 9.1 y 9.2 en todos los casos.

Por otra parte, en las sudoitas de los metasedimentos de las Ardenas se ha analizado mediante técnicas de vía húmeda el Fe en estado Fe^{+3} y en estado Fe^{+2} (Fransolet y Bourignon, 1978; Kramm, 1980). Los resultados de estos análisis muestran que el Fe está como ion férrico (2.74% en peso para algunos casos) en proporciones comparativamente muy superiores que las encontradas para el ion ferroso (0.24% en peso para los mismos análisis). Estas sudoitas presentan valores muy próximos a 3.0 a.p.f. de Si, evidenciando que la sustitución Tschermak's es prácticamente inexistente al igual que le ocurre a las encontradas en la lámina 930314-1. Las sudoitas de las Ardenas están

descritas en rocas a las que se les atribuye un metamorfismo de baja presión. Teniendo en cuenta estos dos últimos datos, Theye et al.,(1992) propone que la sustitución Tschermak's en la sudoita es sensitiva a la presión del metamorfismo, ya que la encontrada por este autor en el E de Creta, junto a rocas con carfolita, posee valores de Si significativamente superiores a 3.0 a.p.f, al igual que le ocurre a la sudoita de las unidades tipo Salobreña.

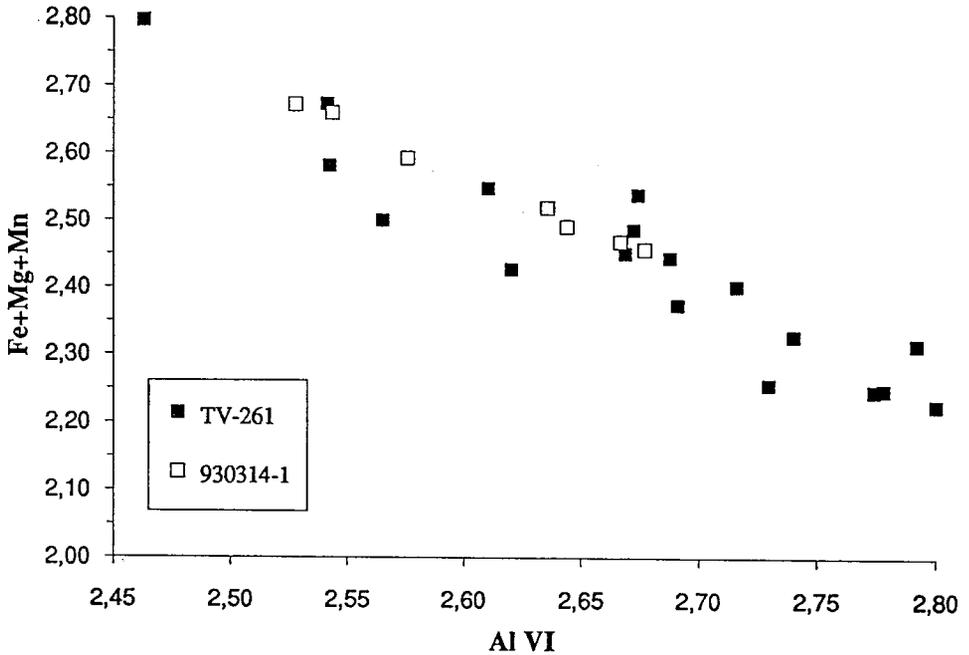


Fig. 4.12: Correlación negativa entre Al_{VI} y $\Sigma (Fe, Mg, Mn)$ en la sudoita analizada en los materiales alpujárrides.

Además de la posible sustitución $Al_{1}Fe^{3+}$ existente en la sudoita encontrada en las unidades Lújar-Gádor, la variación química más importante de este mineral resulta de la sustitución $Fe^{2+}Mg_{1}$. La fracción molar de Mg (XMg), asumiendo todo el Fe como divalente, oscila entre 0.77 y 0.81 a.p.f. El resto de los cationes aparecen en cantidades negligibles (<0.006 a.p.f.).

La utilidad de este mineral como indicador termobarométrico surge tras el cálculo experimental de las condiciones físicas de su campo de estabilidad en el sistema MASH (Fransolet y Schreyer, 1984; Schreyer, 1988). Más recientemente, Vidal et al. (1992) recalcula la topología de las reacciones que limitan el campo de estabilidad de este mineral dando una mayor precisión a la parrilla PT en el sistema MASH. Asimismo, tomando los

coeficientes de partición Fe-Mg entre carfolita, clinocloro, cloritoide y sudoita de Theye (1988) (procedentes de metapelitas de Creta) Vidal et al., (1992) calcula la parrilla petrogenética de carfolita y sudoita para el sistema FMASH.

4.4.5. Cookeita ($\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$)

La cookeita ha sido encontrada en diversas unidades alpujárrides de diferentes niveles estructurales desde la Sierra Alhambilla hasta el meridiano de Almuñecar. Se trata de una clorita di-trioctaédrica al igual que la sudoita. Las posiciones octaédricas están ocupadas por Li, que puede estar parcialmente reemplazado por Al (London y Burt, 1982a y b; Cerny, 1970). En los huecos tetraédricos el Al puede ser reemplazado por el B o el Br. Suele presentar pequeñas cantidades de Ca, Na y K que han sido interpretados como impurezas (Peacor et al., 1988).

Las características ópticas de este mineral son: en muestra de mano presenta un color blanco o amarillento con un brillo vítreo. Son frecuentes los intercrecimientos fibrosos radiales. En el microscopio es incoloro o poco coloreado, con baja birrefringencia aunque ligeramente más alta que la de las cloritas tri-trioctaédricas. El signo de elongación es negativo y el pleocroísmo es muy débil o está ausente.

La identificación puede realizarse mediante la microsonda electrónica. El Li no puede ser detectado, aunque si inferido por la vacante que se produce al calcular la fórmula ideal. Al igual que en el caso de la sudoita, un método válido para su reconocimiento es el propuesto por Fransolet y Schreyer (1984) y basado en la relación de intensidades de los picos basales ($R=I(003)/I(002)+I(004)$). El valor de R en la cookeita de la unidad de Escalate varía desde aproximadamente 0.9 (Fig.4.13) en algunas muestras hasta valores próximos a 0.5. Los primeros valores se corresponden con los esperados para cloritas di-trioctaédricas. Los valores intermedios de 0.5-0.6 sugieren una mezcla de dos tipos de cloritas en la muestra. Esta mezcla puede ser confirmada en el diagrama del difractómetro por la presencia de un pico a 1.54Å que corresponde al (060) de la clorita tri-trioctaédrica. La presencia de una clorita di-trioctaédrica puede ser detectada adicionalmente por la presencia de este pico a 1.49Å . Sin embargo, este método no es útil si se pretende distinguir entre cookeita y sudoita ya que los valores de R para ambas cloritas son muy similares.

La cookeita ha sido hallada en una gran variedad de ambientes naturales. Ha sido descrita como producto de alteración hidrotermal de minerales ricos en Li como espodumena y petalita (Cerny, 1970; Deshpande, 1978; Heinrich, 1975; London y Burt, 1982a y b). También ha sido descrita, más raramente, en areniscas como un producto de alteración diagenética de biotita (Flehmig y Menschel, 1972) y en relación con

mineralizaciones hidrotermales de media y baja temperatura en sistemas magmáticos (Miser y Milton, 1964; Stone y Milton, 1976; Loughnan y Steggles, 1976; Ren et al., 1988). La aparición de cookeita en este tipo de yacimientos había enclasadado a este mineral como típicamente hidrotermal, sin embargo, el hallazgo de cookeita en ambientes metamórficos asociado con metapelitas ricas en Al y metabauxitas (Goffé, 1977, 1980, 1982, 1984; Goffé et al., 1987; Theye, 1988; Sartori, 1988; Fischer et al., 1989; Azañón y Goffé, 1991) ha planteado la posibilidad de su utilización como

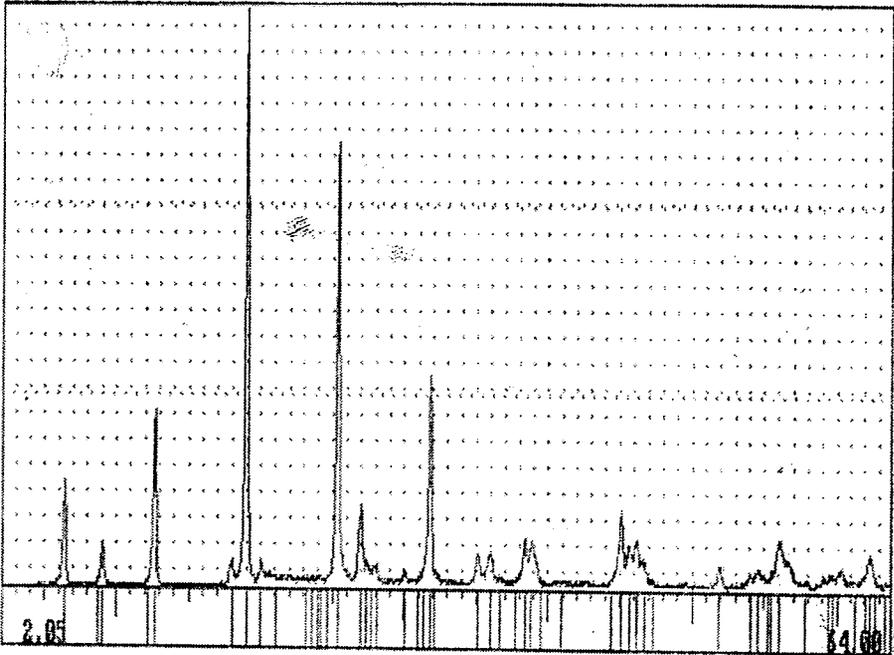


Fig. 4.13: Diagrama de difracción de R-X característico de la cookeita. Realizado por el método del agregado en polvo (barrido de 2 a 64° a una velocidad 6°/min).

indicador metamórfico para metapelitas en facies de esquistos azules ó similares (Alpes occidentales, Jullien y Goffé, 1993; Béticas, Goffé et al., 1996). Este tipo de análisis es posible gracias a la reciente obtención del campo de estabilidad de la cookeita por técnicas experimentales (Vidal y Goffé, 1991). Por otra parte, se ha verificado una relación entre el grado de ordenamiento de la estructura de este mineral y las condiciones de presión de su crecimiento (Jullien, 1993; Jullien y Goffé, 1993). Estos autores reconocen la posibilidad de utilizar este mineral como geobarómetro y ofrecen una calibración semicualitativa en función de algunos yacimientos naturales.

El análisis químico de la cookeita se ha efectuado mediante la microsonda electrónica. Análisis químicos representativos se presentan tabulados en anexos. La normalización se ha realizado a 14 oxígenos. De su composición pueden destacarse las siguientes características:

a) Aunque el Li no puede ser analizado y ha debido de ser estimado rellenando completamente las posiciones octaédricas (5 cationes). El porcentaje promedio de Li_2O estimado mediante este método es de 2.84% peso. El contenido de Li_2O ha sido analizado por técnicas de vía húmeda en una cookeita de Sierra Alhamilla, siendo su valor de 2.3% peso (Goffé et al., 1996). Este valor es más bajo que el valor teórico pero permanece en el rango de los observados en cookeitas naturales: 1.95% peso (Goffé et al., 1996), 1.40% peso (Flehming y Menschel, 1972), 4.33% peso (Quensel, 1937).

b) Ante la imposibilidad de analizar el Li_2O , la cookeita puede ser caracterizada en la microsonda electrónica mediante la relación Si/Al, la ausencia de otros elementos y una suma total de óxidos alrededor de 83-85% peso. En la cookeita hallada en las unidades tipo Escalate, la suma total de óxidos oscila entre 83.42 y 86.06% peso con un promedio de 84.6% peso.

c) El Ca, Na y K presentan contenidos muy bajos (max. $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0.5\%$ peso) y muestran una variación irregular. Estas cantidades pueden deberse a impurezas (Peacor et al., 1988) o a intercrecimientos entre la cookeita y otros minerales como paragonita y moscovita (Goffé et al., 1996).

d) Las principales relaciones entre Si, Al y R^{+2} (Fe, Mg, Mn) se ilustran en las figuras 4.14, 4.15 y 4.16. El Si varía desde el valor teórico de 3 a 3.4. Cerny (1970), en un estudio sobre las variaciones composicionales de la cookeita de ambientes pegmatíticos e hidrotermales, considera que las posiciones tetraédricas están constituidas por AlSi_3 . La correlación positiva entre Si y R^{+2} (Fig. 4.14) y la correlación negativa entre Al_{VI} y R^{+2} (Fig. 4.15) indican que la anomalía en los valores de Si puede ser explicada por la clásica sustitución Tschermak's ($\text{R}^{2+}\text{SiAl}_2$) o por una combinación de ésta con la sustitución dioctaédrica-trioctaédrica ($\text{Al}_2\text{R}^{2+}_3$). La correlación positiva, según una recta de pendiente 1 entre Al_{IV} y ($\text{Al}_{\text{VI}}+2\text{Ti}$) (Fig. 4.16) confirma la existencia de estas dos sustituciones en la cookeita (Foster, 1962). Otra posible sustitución en la cookeita es LiAlR^{2+}_2 (Burt, 1988), esta sustitución ha sido observada en la cookeita de las unidades de Federico en el Rif y podría estar presente de igual modo en las unidades alpujárrides (Goffé et al., 1996).

e) Vidal (1991) propone la existencia de una solución sólida ideal pero continua entre sudoita y cookeita. Esta sustitución es especialmente interesante en la cookeita encontrada en los Alpujárrides ya que en algún caso coexiste con sudoita. Sin embargo, no

se ha detectado ninguna vacante en las posiciones octaédricas (aprox. 5) de la sudoita que pueda indicar la presencia de Li, aunque la cookeita si que posee pequeñas cantidades de Fe y Mg que sustituyen al Li en las posiciones octaédricas.

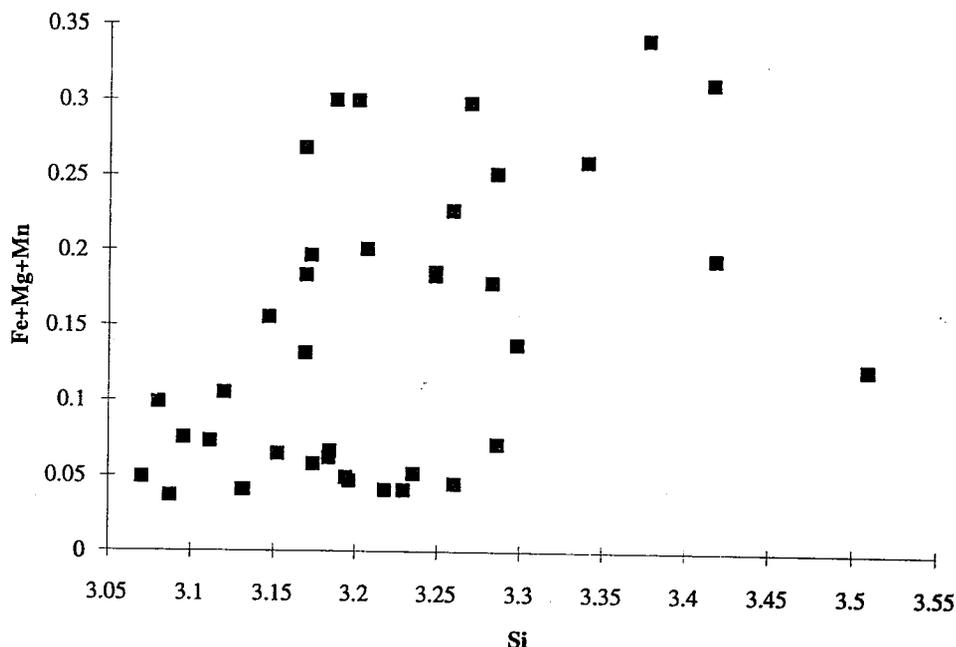


Fig. 4.14: Relación Si-(Fe+Mg+Mn) en la cookeita analizada en las unidades alpujárrides.

4.4.6. Saliotita $[\text{Si}_3\text{Al}]\text{Al}_3\text{Li}_{0.5}\text{Na}_{0.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_5$

La saliotita fue descubierta por Goffé et al.,(1991) en las Cordilleras Béticas (Sierra Alhamilla, unidad tipo Salobreña). Se trata de un interestratificado regular 1:1 entre cookeita y paragonita. Es un mineral que coexiste con carfolita, cloritoide, pirofilita, cookeita y paragonita en dominios lenticulares cuarácicos ricos en aluminio de los niveles rojizos de la formación de filitas. Dichos niveles suelen situarse en la parte superior de la Formación. El aspecto del mineral bajo el microscopio es muy similar al de la cookeita, aunque su signo de elongación es positivo. El método más idóneo para su reconocimiento es la difracción de R-X, siendo los picos más característicos ($d\text{\AA}/I/hkl$):

23.76/60/001; 11.89/40/002; 7.93/30/003; 4.75/80/005; 3.396/100/007; 2.966/50/008.

La aparición de la saliotita en asociaciones con carfolita, pirofilita cookeita y cloritoide hace pensar que pudiera tratarse de un mineral crecido durante el episodio de AP-BT (Goffé et al., 1991; Goffé et al., 1996). Recientes estudios han confirmado que la presión durante el metamorfismo puede favorecer los interestratificados cookeita/paragonita (saliotita) y/o cookeita/fengita (Jullien y Goffé, 1993). A baja presión se observa una desmezcla total de las dos fases clorita y mica, mientras que a presiones superiores (9-10 Kb), la miscibilidad de los dos minerales aparece bajo la forma de interestratificados regulares o casi regulares (Jullien y Goffé, 1993).

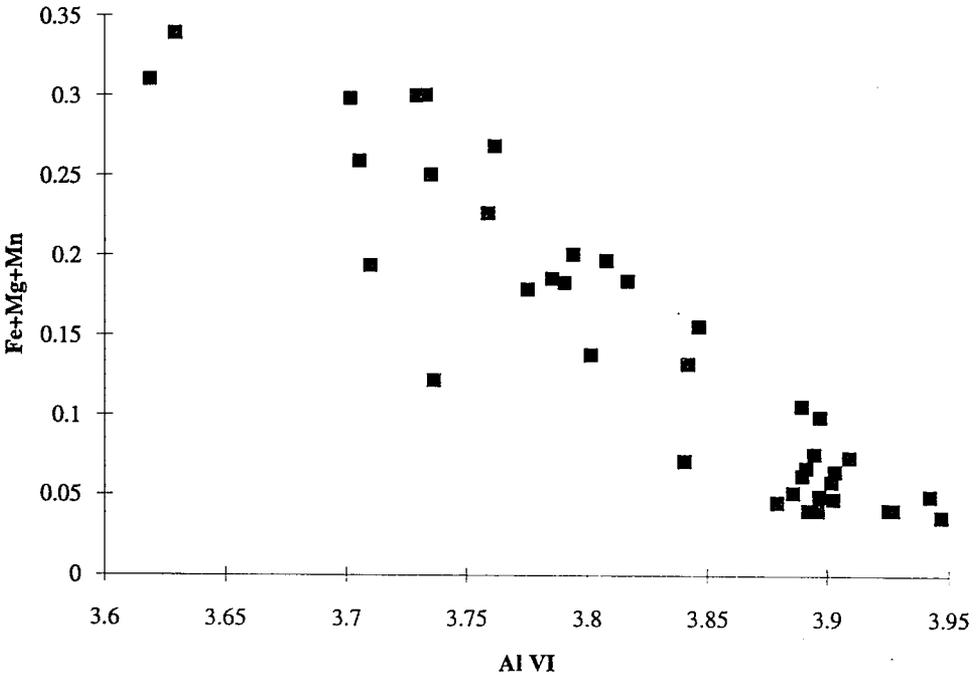


Fig. 4.15: Relación $Al_{VI}(Fe+Mg+Mn)$ en la cookeita analizada en las unidades alpujarrides.

4.4.7. Aragonito CO_3Ca

El aragonito es un mineral relativamente común en ambientes metamórficos en facies de esquistos azules (Brown et al., 1962; Vance 1968; Glassley et al., 1976; Seidel, 1977; Kienast y Rangin, 1982). En los cinturones alpinos perimediterráneos el aragonito

aparece en carbonatos o metapelitas coexistiendo con carfolita, sudoita, pirofilita, cloritoide y lawsonita (Gillet y Goffé, 1988; Theye y Seidel, 1991). Sin embargo, el aragonito también ha sido descrito en ambientes metamórficos como un mineral crecido bajo condiciones supergénicas en el interior de fracturas y venas por la acción de soluciones percolantes ricas en CO_3^{-2} y Ca^{+2} (Gillet y Goffé, 1988).

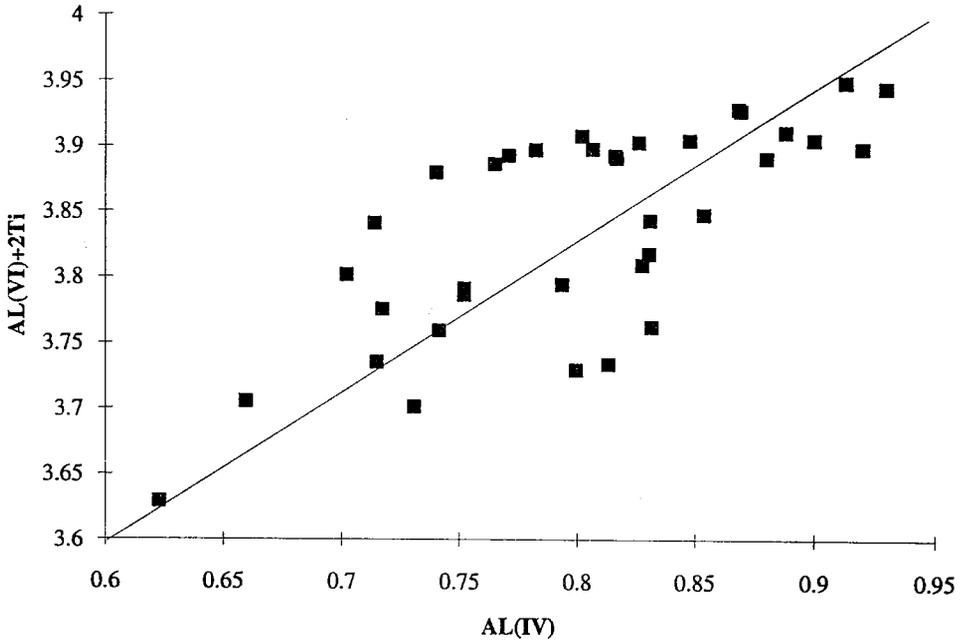


Fig. 4.16: Relación $Al_{IV}-(Al_{VI}+2Ti)$ en la cookeita analizada en las unidades alpujárrides.

En el Complejo Alpujárride, el aragonito ha sido detectado por difracción de R-X, aunque algunas características ópticas y morfológicas (crecimiento en agregados radiales, presencia de maclas, extinción recta y relieve) han sido utilizadas para diferenciarlo de la calcita. Aparece en diversas unidades alpujárrides en carbonatos y filitas.

En la unidad de Escalate (área Trevenque) aparece como agregados radiales en el interior de fracturas abiertas y charnelas de pliegues isoclinales (Foto 70), en venas que cortan a Sp (Foto 71), y en segregaciones paralelas a dicha estructura (Foto 45).

En la formación de mármoles de la unidad de Herradura, el aragonito se forma en el entorno de fallas normales que afectan a niveles ricos en tremolita. Aparece como

crecimientos radiales que se superponen a las estrías y acanaladuras del plano de falla, así como cristales desordenados que rellenan fracturas próximas (Foto 72).

En la transición entre la formación de filitas y cuarcitas y la formación de esquistos claros de la unidad de Jubrique, se ha encontrado aragonito asociado a venas de calcita paralelas a la foliación principal. Texturalmente se evidencia que el aragonito crece a expensas de la calcita en agregados radiales (Foto 73).

La disposición radial en fracturas abiertas o en segregaciones transversas a la estructura principal de la roca, así como la presencia de maclas, son características comunes en los cristales de aragonito formados en condiciones supergénicas (Gillet y Goffé, 1988). Para explicar la precipitación metaestable de aragonito en el campo de estabilidad de la calcita son varios los argumentos que se manejan:

a) El aragonito puede crecer a baja presión a partir de calcita fuertemente deformada (Newton et al., 1969; Dandurand et al., 1982). Este crecimiento se ve favorecido por un incremento en la energía interna de los cristales de calcita con anterioridad a la transformación debido a la introducción de defectos de deformación tales como dislocaciones.

b) Los elementos Sr, Mg, Ba, Pb, Fe, Mn en cantidades trazas pueden influir en la formación y desestabilización del aragonito y la calcita (Carlson, 1983). En especial la presencia de Sr puede descender la curva aragonito-calcita (Johannes y Puhán, 1971) a menores presiones (Carlson, 1980;1983).

c) La presencia de Mg^{+2} y SO_4^{-2} en soluciones hidrotermales, puede inhibir la cristalización de calcita (Kinsman y Holland, 1969; Morse, 1983).

Para evaluar la influencia de los dos últimos factores se ha efectuado el análisis químico de los elementos en trazas Mn, Fe, Ba, Sr, Mg y Pb. Se han analizado únicamente aquellos cristales que han sido identificados como aragonito con claridad por sus características ópticas distintivas (extinción recta, maclas y relieve). En el caso de la unidad de Escalate se ha procedido al análisis del aragonito en venas paralelas y transversas a la foliación principal. En la unidad de Herradura se ha analizado el aragonito asociado a fracturas y cuyo origen es indiscutiblemente posterior al funcionamiento de la falla frágil que lo contiene (Foto 72).

El aragonito de los planos de falla (en mármoles de la unidad de Herradura) presenta cantidades significativas de Sr que pueden alcanzar el 1.2%, mientras que el Mg, Mn y Zn presentan concentraciones inferiores a los límites de detección de la microsonda. El Pb puede alcanzar valores de 1130 ppm y el Ba no supera los 300 ppm.

El aragonito hallado en la unidad de Jubrique, se ubica en el interior de una vena de calcita con forma de "almendra" paralela a Sp. La calcita está fuertemente deformada y el aragonito, indeformado, presenta texturas de clara pseudomorfosis de la calcita (Foto 73). En este caso, el crecimiento de aragonito metaestable puede haberse favorecido por la acumulación de dislocaciones intracristalinas en la calcita.

En la unidad de Escalate (lámina T-873), el aragonito ha sido identificado, además, por técnicas de espectroscopía micro-Ramman en la Universidad de Rennes (con la colaboración de Gillet, P., Goffé et al., 1989). El aragonito presenta cuatro picos Ramman intensos ($150, 180, 190$ y 206 cm^{-1}) mientras que la calcita tiene sólo dos (153 y 283 cm^{-1}). Este aragonito ha sido posteriormente analizado químicamente en la microsonda electrónica de la Universidad de París 6. Los análisis de elementos traza en estas muestras evidencian contenidos variables de Sr, Ba, y Zn. Esta variación puede ser correlacionada con la posición textural de los cristales. Así, los cristales de aragonito deformados y paralelos a la foliación principal presentan los contenidos más bajos en estos elementos: Ba=250-860 ppm; Zn=0-220 ppm; Sr=1100-1700 ppm. Los cristales de aragonito paralelos a la foliación principal aunque parecen estar indeformados muestran una mayor variación desde los valores más bajos hasta los valores más altos: Ba=120-5100 ppm; Zn=0-1200 ppm; Sr= 1000-3400 ppm. Estas variaciones pueden ser observadas de una extremidad a otra de un simple cristal de aragonito (5 mm longitud). Finalmente en las grietas transversas a la foliación principal, el aragonito presenta los valores más altos de estos elementos: Ba=4300 ppm; Zn=390-700 ppm; Sr=3200-3500 ppm. El aragonito en todas las posiciones texturales tiene contenidos de Mg muy bajos (0 a 90 ppm).

Estos resultados son similares a los obtenidos por Gillet y Goffé, (1988) para los Alpes occidentales en el área de Vanoise. Estos autores evidencian un mayor contenido en Sr en el aragonito a medida que la posición textural manifiesta un crecimiento más tardío. Sin embargo, estudios recientes realizados en carbonatos de una unidad en Creta sometida a metamorfismo de alta presión-baja temperatura (evidenciada por asociaciones con carfolita, cloritoide y lawsonita) ponen de manifiesto una tendencia contraria en el contenido de Sr del aragonito (Theye y Seidel, 1993). Este autor encuentra contenidos de Sr en el aragonito que pueden alcanzar el 9% peso. Texturalmente estos cristales parecen los de crecimiento más antiguo, ya que pseudomorfizan directamente las conchas calcareas de microfósiles.

La fuente del Sr en las rocas alpujárrides puede encontrarse en las evaporitas que aparecen frecuentemente intercaladas en los materiales Permo-Triásicos. Este tipo de evaporitas ya han sido invocadas por otros autores como la fuente potencial del Sr en otras cadenas alpinas circunmediterráneas (Yajima et al., 1967; Sabouraud y Touray, 1970; Grappin, 1977; Goffé y Saliot, 1977; Gillet y Goffé, 1988).

Únicamente las reliquias de aragonito parcialmente pseudomorfizadas, encontradas en unidades tipo Escalate, las cuales no suelen presentar maclas y en algún caso incluyen en su interior finas fibras de carfolita, podrían considerarse aragonito metamórfico. La conservación de este mineral de forma metaestable hasta bajas temperaturas puede ser explicada por la ausencia de fluidos que lo desestabilicen (Brown et al., 1962; Johannes y Puhán, 1971; Rubie, 1986). Sin embargo, esta explicación no es satisfactoria para el aragonito encontrado en las unidades alpujárrides, ya que siempre se ubica en zonas de amplia circulación de fluidos como lo demuestran los crecimientos tardíos de aragonito en segregaciones transversas a Sp. Por tanto, la única posibilidad de conservación lleva implícita la asunción de que la evolución metamórfica a partir del crecimiento de aragonito, se ha producido en el campo de estabilidad de este mineral, hasta bajas temperaturas.

Sin embargo, el episodio de crecimiento del aragonito metamórfico no está bien establecido. El hallazgo de segregaciones paralelas a la foliación principal constituidas exclusivamente por aragonito (Foto 45) no lleva implícito que este mineral haya crecido antes que Sp. Diversos datos texturales tienden a indicar más bien lo contrario:

a) Las segregaciones paralelas a la foliación principal están frecuentemente constituidas por cristales desordenados con abundantes maclas polisintéticas.

b) La misma segregación puede pasar de paralela a oblicua a la escala de la lámina delgada (Foto 74).

c) En la muestra donde aparecen las segregaciones paralelas a la foliación principal se encuentran abundantes segregaciones oblicuas a dicha estructura (Foto 71), que observadas mesoscópicamente coinciden con crecimientos en el núcleo de charnelas de pliegues isoclinales vergentes al N (Foto 70).

Por estas razones se considera que el aragonito paralelo a la foliación principal ha crecido a partir de fluidos infiltrados a favor de los planos de foliación (usados como canales de alta permeabilidad para el tránsito de fluidos) en un episodio posterior retrógrado en el que se favorecen este tipo de procesos.

4.4.8. Pirofilita $\text{Al}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$

La pirofilita está restringida a rocas metamórficas ricas en Al (metapelitas, metacuarcitas, metabauxitas). En las unidades alpujárrides ha sido encontrada

frecuentemente en el interior de los dominios lenticulares ricos en cuarzo.

En lámina delgada es difícil de determinar, ya que presenta características muy similares a la moscovita, paragonita, margarita y talco. El ángulo $2V$ de la pirofilita es mayor que el de moscovita, paragonita y talco aunque similar al de la margarita. La birrefringencia es similar a la del talco y ligeramente superior a la de las micas. La identificación rápida de pirofilita puede realizarse mediante difracción de R-X, ya que su reflexión basal es de 8.96 mientras que la del talco es 9.15. Un análisis químico en la microsonda electrónica caracteriza completamente este mineral. La pirofilita de las rocas alpujárrides está muy próxima a la fórmula ideal de este mineral.

El análisis petrográfico evidencia que la pirofilita ocupa dos posiciones texturales distintas: por una parte, en las asociaciones con carfolita y sin distena la pirofilita aparece como un mineral primario en el interior de los dominios cuarcíticos. En las asociaciones con Mg-carfolita+distena±cloritoide, la pirofilita aparece como un mineral secundario reemplazando a cualquiera de los tres minerales antes citados. En las asociaciones con margarita, la pirofilita no ha sido detectada, pudiendo haberse desestabilizado mediante la reacción: $Prl + Cal_Mrg + Qtz + H_2O$.

4.4.9. Distena Al_2SiO_5

La distena es un mineral común en las metapelitas de grado medio e incluso de grado alto. Sin embargo, no es excesivamente frecuente en las metapelitas de grado bajo-medio. En la formación de filitas de las unidades alpujárrides no había sido descrito con anterioridad. La distena en las unidades alpujárrides se puede catalogar de mineral clave para la comprensión de la evolución metamórfica de dichas unidades. Su presencia o ausencia y su posición textural han sido de gran utilidad en la evaluación del metamorfismo.

En las filitas suele aparecer en segregaciones de cuarzo ricas en Al como cristales de gran tamaño (pueden llegar a tener 5 cm de largo). También es frecuente observarlo en el interior de los dominios micáceos en donde pueden discernirse, con mayor claridad, sus relaciones con la foliación principal. Dentro de la formación de filitas, la distena ha sido observada únicamente en las unidades tipo Salobreña y en las unidades tipo Jubrique. El hallazgo de distena en la formación tipo Escalate se restringe a niveles de transición con la sucesión de esquistos.

La composición química de la distena es muy próxima a la fórmula ideal con pequeñas cantidades de Fe^{+3} que puede alcanzar valores de 0.75% peso.

4.4.10. Estauroлита-Zn $H_{2-4}R^{2+}_{4-3.85}(Al,Fe^{3+})_{18-17.9}(Si,Al)_{8-7.65}O_{48}$

La estauroлита es considerado como un mineral índice del metamorfismo de grado medio en metapelitas (Holdaway et al.,1991). La estauroлита natural contiene predominantemente Fe^{2+} como catión divalente, con menores cantidades de Mg, Li, Zn, Ti, Cr, Mn, V (ej. Smith, 1968; Dowty, 1972; Griffen y Ribbe, 1973; Deer et al., 1982; Dutrow et al.,1986; Holdaway et al.,1986a y b). No obstante, puede contener cantidades de Zn relativamente grandes (Guidotti, 1970; Miyake, 1985; Spry y Scott, 1986; Soto y Azañón, 1993). La estauroлита encontrada en la formación de filitas de la unidad de Salobreña contiene concentraciones anómalamente altas de Zn (>8% peso; Azañón y Soto, 1993; Anexos; Foto 59). Aparece en los niveles más bajos de la formación y está asociada con distena ± cloritoide + margarita + cookeita + clorita+ fengita.

En la muestra SAL-61 (Salobreña), la estauroлита se observa en dos posiciones texturales: como pequeños cristales (≤ 0.2 mm) en el interior de granos de cuarzo y/o calcita y como cristales aislados en los dominios micáceos de la roca. En la primera posición textural, los cristales de estauroлита suelen ser idiomorfos y en algún caso presentan típicas maclas en cruz (Foto 56 y 57). En la segunda posición textural, los cristales son de un tamaño mayor y están intercrecidos con distena constituyendo la Sp. La estauroлита se encuentra parcialmente corroída por agregados de moscovita, cristales secundarios de clorita ó intercrecimientos de margarita-paragonita (Foto 58).

Los análisis químicos han sido normalizados según el procedimiento de Holdaway et al.,(1991). La concentración de Zn puede alcanzar el 8.5% en peso, mientras que la máxima concentración de Fe es del 8% en peso. El Mg se presenta en cantidades subordinadas (1-2.5% peso). La estauroлита presenta evidencias de zonación. El contenido de Zn se incrementa hacia los bordes, mientras que el Fe sigue una pauta inversa de zonación y el Mg no varía a lo largo del cristal (Fig.4.17). Las figura 4.18 y 4.19 presentan las relaciones entre el Fe^{2+} y el resto de los cationes divalentes (Zn, Mg y Mn). Existe una fuerte correlación negativa entre el Fe^{2+} y el Zn (Fig.4.18). Entre Fe^{2+} y Mg no existe ninguna correlación y entre Fe^{2+} y Mn se observa una débil correlación negativa (Fig.4.19). En función del patrón de zonación observado en estas estauroлитas y las relaciones entre los cationes divalentes se puede deducir que el Fe es sustituido principalmente por el Zn en las posiciones tetraédricas de la estauroлита, tal y como ha sido propuesto por otros autores (Griffen, 1981; Miyake, 1985; Soto y Azañón, 1994).

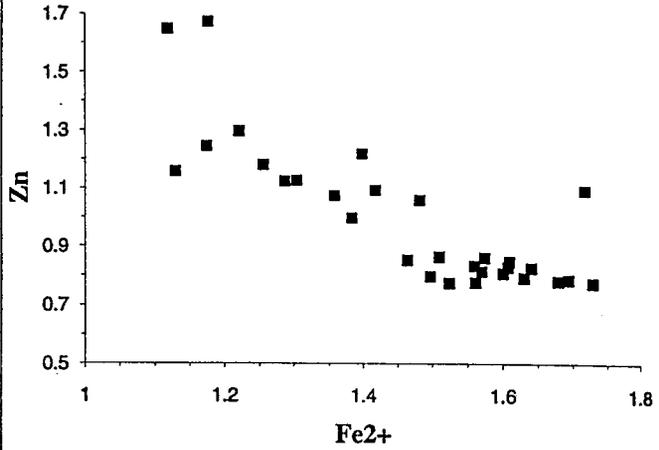
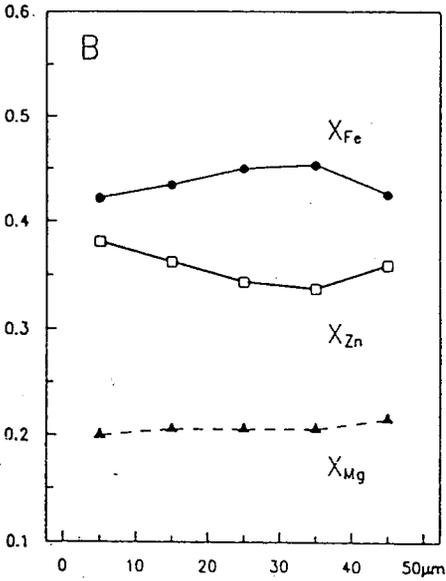


Fig. 4.17: Perfil químico cuantitativo realizado en un pequeño cristal de estaurolita rica en Zn incluido en cuarzo. Como se aprecia en el diagrama existe una zonación química, a pesar del reducido tamaño, para el Fe y el Zn, mientras que el Mg permanece prácticamente constante a lo largo de todo el cristal. Términos inferiores de la formación de filitas en la unidad de Salobreña.

Fig. 4.18: Relación Fe^{2+} -Zn en la estaurolita de los términos inferiores de la formación de filitas en la unidad de Salobreña.

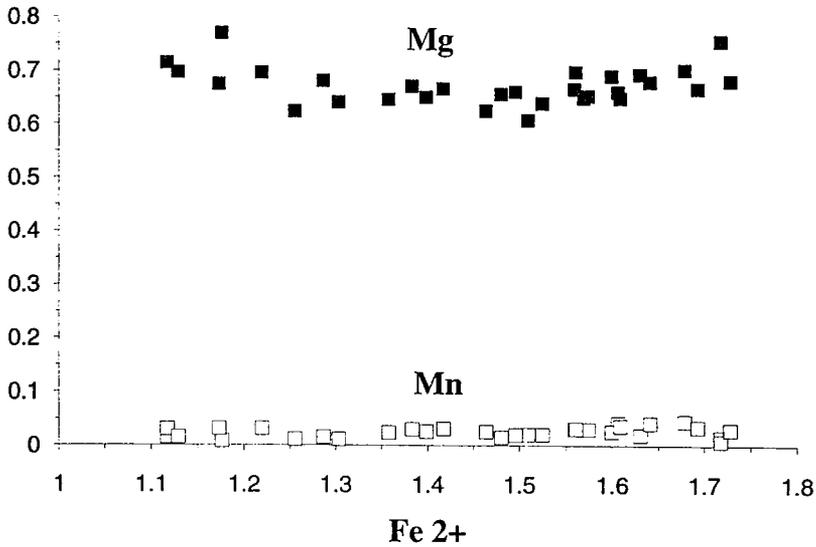


Fig. 4.19: Relación Fe^{2+} -Mg-Mn en la estaurolita de los términos inferiores de la formación filitas en la unidad de Salobreña.

4.4.11. Micas blancas $(K,Na)_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$

Las micas son los principales constituyentes de las rocas de la formación de filitas en todas las unidades alpujarrídes. Se encuentran en diferentes contextos texturales tanto en los dominios lenticulares ricos en cuarzo como en los dominios peliculares. En estos últimos definen la foliación principal y los clivajes de crenulación posteriores a dicha estructura. En las segregaciones de cuarzo, las micas suelen ser minerales de alteración de aluminosilicatos previos. No se ha detectado ninguna correlación entre la composición química y la posición textural.

La fórmula estructural ha sido calculada sobre la base de 11 oxígenos. Análisis representativos se presentan tabulados en los anexos. La totalidad del Fe se ha considerado como Fe^{2+} . La principal variación química se produce en las posiciones octaédricas. En estas posiciones se observan diversos grados de intercrecimiento paragonita, moscovita y margarita. En las unidades tipo Lújar-Gádor, Escalate y Jubrique, las micas presentan una composición entre moscovita y paragonita (Fig.4.20). Sin embargo, en los niveles inferiores de la unidad de Salobreña es frecuente la aparición de intercrecimientos

margarita-paragonita. Estos serán tratados en el siguiente apartado.

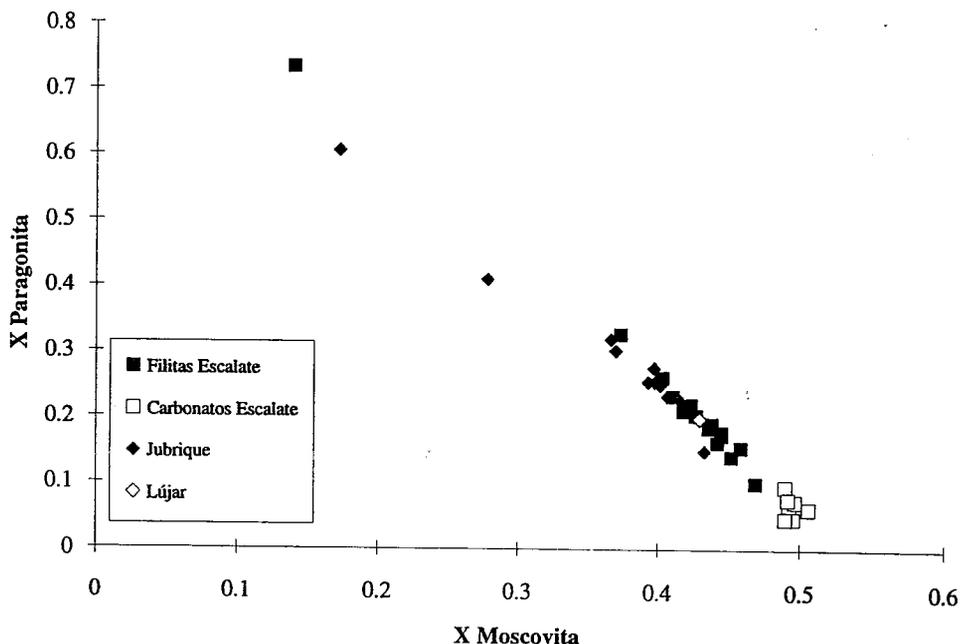


Fig. 4.20: Composición en las micas, a lo largo de la solución sólida moscovita-paragonita, de la formación de filitas en las unidades alpujárrides tipo Lújar-Gádor, Escalate y Jubrique.

Otra sustitución que afecta, en diverso grado, a las micas es la de carácter celadonítico ($\text{Si}(\text{Fe},\text{Mg})\text{Al}_2$) (Fig. 4.21, 4.22, 4.23). Las micas más sustituidas pueden presentar un 46% del término puro celadonita. En estas micas los valores de Si superan los 3.3 a.p.f. Se tratan de las micas que alteran a carfolita en los carbonatos de la unidad de Escalate y en las filitas de la unidad de Salobreña. Sin embargo, los valores promedios de Si en las micas alpujárrides oscilan entre 3.1 y 3.2 (Fig. 4.21, 4.22, 4.23), no hallándose ninguna relación entre la cantidad de Si y el contexto textural de las micas.

4.4.1.1. Margarita $\text{Ca}_2\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{20}](\text{OH})_4$

La Margarita es una mica dioctaédrica análoga a la moscovita en la cual el Ca es el principal catión divalente en la estructura y su sustitución es compensada con un

incremento en la relación Al/Si hasta llegar a 4. La margarita es difícil de distinguir, bajo el microscopio, del resto de las micas.

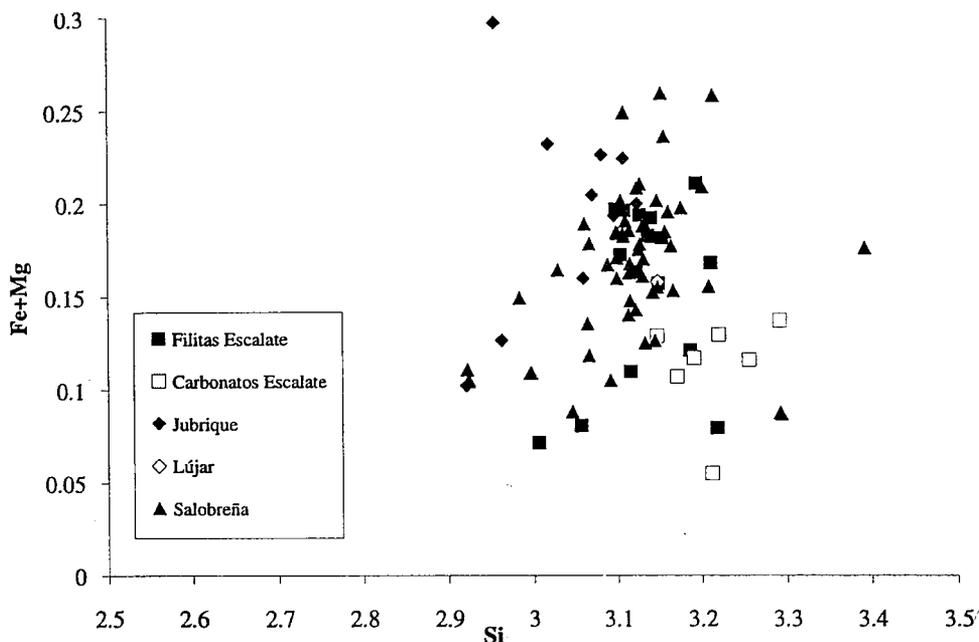


Fig. 4.21: Relación Si-(Fe+Mg) en las micas analizadas en la formación de filitas de las unidades alpujárrides.

La margarita aparece en la formación de filitas únicamente en las unidades de tipo Salobreña dentro de asociaciones características de niveles aluminicos con distena±cloritoide±Zn-estauroлита-cookeita. Texturalmente se presenta típicamente pseudomorfizando a minerales aluminicos como distena, Zn-estauroлита y cloritoide, aunque también ha sido observada formando parte de la foliación principal junto con fengita. En algún caso, es alterada por la cookeita.

La margarita ha sido detectada mediante la microsonda electrónica. En su fórmula estructural aparecen cantidades significativas de Na que pueden interpretarse de dos formas: existe una solución sólida parcial entre paragonita y margarita, o bien hay intercrecimientos paragonita-margarita cuyo tamaño es inferior a 5µm que es el límite de detección de la microsonda electrónica. Esta última hipótesis se apoya en la presencia de diversos grados de sustitución entre paragonita y margarita, llegando incluso a obtenerse

análisis puros de paragonita (Fig.4.24). Se han realizado dos perfiles de análisis cualitativos (mediante la microsonda electrónica) en los agregados concéntricos de margarita-paragonita (Fig. 4.25; Foto 75).

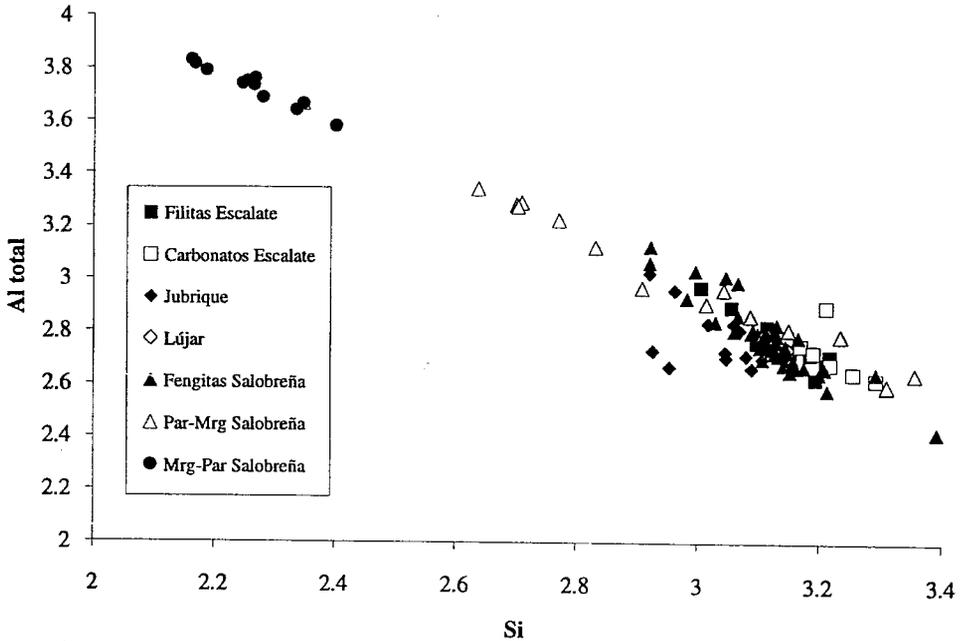


Fig. 4.22: Relación Si-Al total de las micas analizadas en la formación de filitas de las unidades alpujárrides.

El primero de ellos es de carácter radial (Perfil 1, Fig. 4.25), mientras que el segundo está efectuado a través de un dominio concéntrico (siguiendo un arco de circunferencia; Perfil 2, Fig. 4.26). En el perfil 1 se observa una variación de Na y Ca mientras que el K permanece aproximadamente constante (Fig. 4.25). En el perfil 2 se produce una variación sistemática de los tres cationes (Fig. 4.26). En este último perfil, que tiene una longitud total de 63.51 μm (cada punto se toma a saltos de 1.13 μm), se observa un patrón de evolución contrario entre el Na y el Ca, mientras que el K puede seguir el patrón de cualquiera de los dos. En el perfil 1, que tiene una longitud total de 152 μm (cada punto se toma a saltos de 2.58 μm), el K se mantiene en valores bajos, mientras que el Na y el Ca varían de forma inversa.

Las texturas presentadas por los agregados de margarita-paragonita evidencian que estos crecen después de las micas de composición moscovítica

(Foto 76). Estas últimas serían las que alteran en primer lugar a los cristales de distena en las muestras de la unidad de Salobreña. Este hecho se confirma en fotografías realizadas en la microsonda mediante la técnica de electrones retrodispersados observándose una sustitución progresiva del K por el Na en los cristales de mica (Foto 77). Este tipo de transformaciones, que se producen desde el exterior al interior de los cristales, han sido interpretadas como consecuencia de la acción de un fluido intersticial en respuesta a cambios en las variables intensivas (cf. epígrafe 4.7).

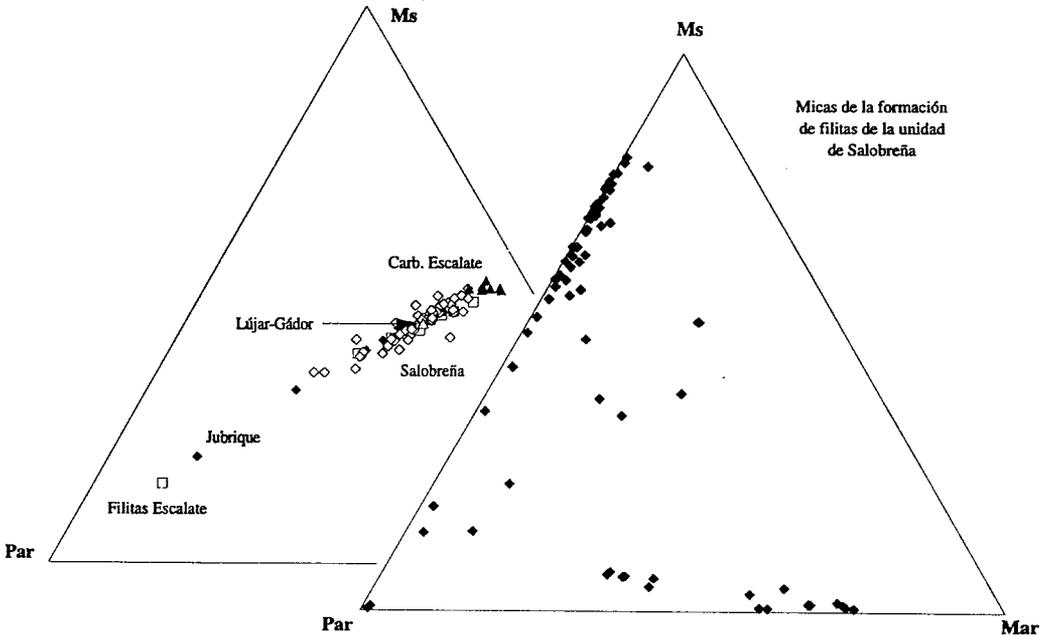
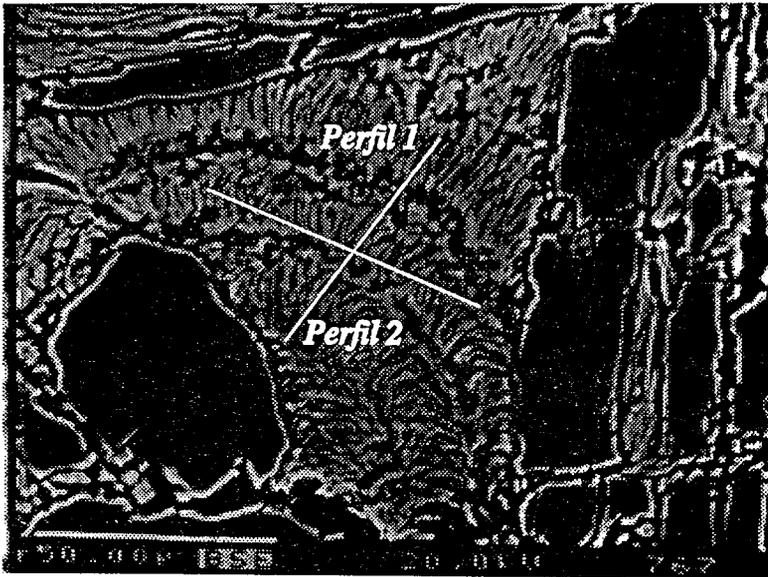


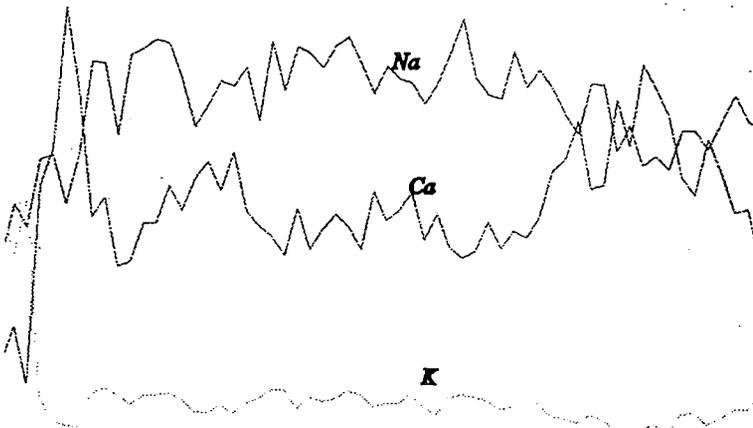
Fig. 4.23: Componente celadonítico de las fengitas analizadas en la formación de filitas de las unidades tipo Lújar-Gádor, Escalate y Jubrique.

Fig. 4.24: Diagrama triangular que refleja la composición de las micas analizadas en la formación de filitas de la unidad de Salobreña. Ms: Componente de moscovita; Par: Componente de paragonita; Mar: Componente de margarita



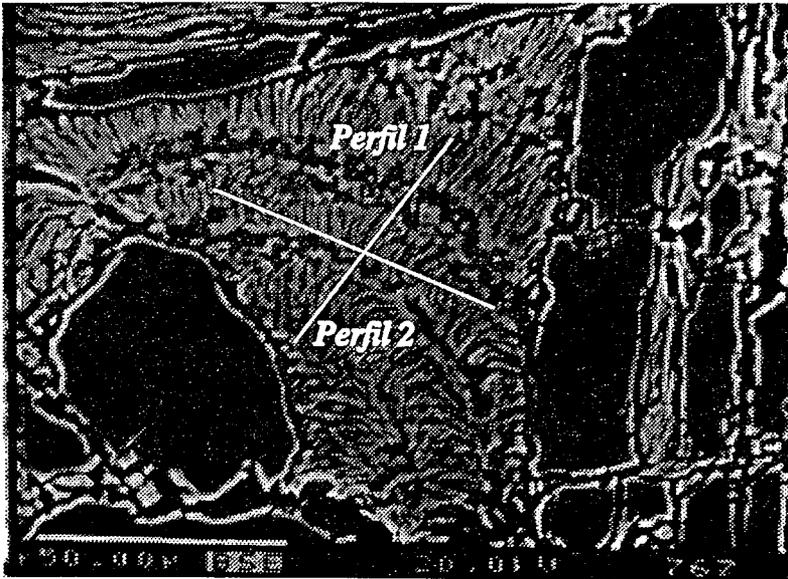
Perfil 1

AX - Spectra Plotting
 20. keV 20. nA AZA.STG Linear traverse spectrum Version: 4.00 L
 NA 500 cts V 2000 cts CA 300 cts Date: 29-APR-93



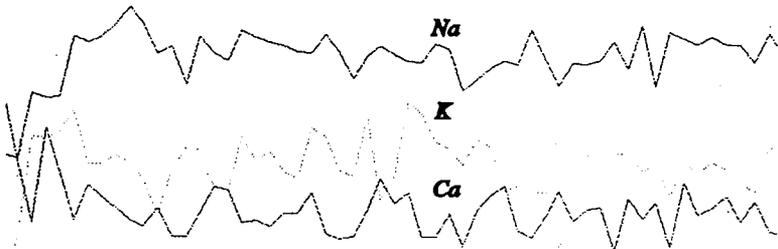
1	Length:	152.00	Microns	Step:	2.53	Microns	60
	first point coordinates:	5822	-35785	24	Counting time:	600	ms
	last point coordinates:	5974	-35815	24			

Fig. 4.25: Perfil químico 1, transverso a los dominios micáceos concéntricos que alteran a la distena en los términos inferiores de las filitas (Unidad de Salobreña). Se muestran las variaciones con carácter cualitativo de los elementos K, Ca y Na.



SW - Spectra Plotting
 PB. key 18. nA A2A2.STG Linear traverse spectrum
 NA 400 cts 200 cts CA 220 cts
 Version: 4.00 G
 Date: 29-APR-93

Perfil 2



1	Length:	53.51	Microns	Step:	1.13	Microns	SF
	First point coordinates:	5514	-36322	2.8	Counting time:	300	ms
	Last point coordinates:	5571	-36350	23			

Fig. 4.26: Perfil químico 2, paralelo a los dominios micáceos concéntricos que alteran a la distena en los términos inferiores de las filitas (Unidad de Salobreña). Se muestran las variaciones con carácter cualitativo de los elementos K, Ca y Na.

4.5. QUÍMICA MINERAL Y RELACIONES DE FASES

El sistema químico en el que pueden ser representadas las rocas estudiadas es: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Li_2O y H_2O . Este sistema puede ser descompuesto en subsistemas: F.M.A.S.H (FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O), L.A.S.H (Li_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) y K.N.C.F.M.A.S.H (K_2O , Na_2O , CaO , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O). Controlar la evolución de las fases en las metapelitas en sistemas reducidos (F.M.A.S.H.) es un método usado clásicamente (Chopin y Schreyer, 1983; Goffé y Chopin, 1986; Guiraud et al., 1990; y Evans, 1990).

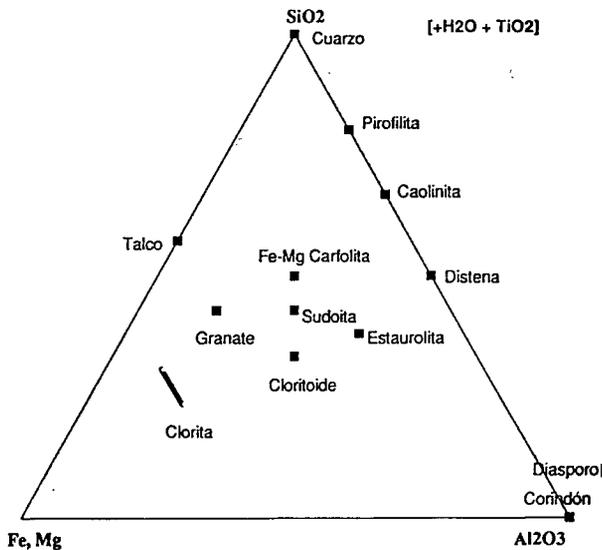


Fig. 4.27: Fases minerales de interés dentro del sistema $((\text{Fe},\text{Mg})\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O})$, en metapelitas metamorfizadas bajo condiciones de alta presión (modificado de Goffé y Chopin, 1986).

Los minerales índice del metamorfismo en las rocas estudiadas de esta formación pertenecen al sistema F.M.A.S.H. (Ferro-Magnesiocarfolita, cloritoide, clorita, sudoita, distena, caolinita, pirofilita). Por tanto en este sistema se efectuarán la mayoría de las observaciones, para lo cual se utilizará el diagrama AFM (Thompson, 1957) y la relaciones Fe-Mg entre los minerales ferromagnesianos. La figura 4.27 muestra los

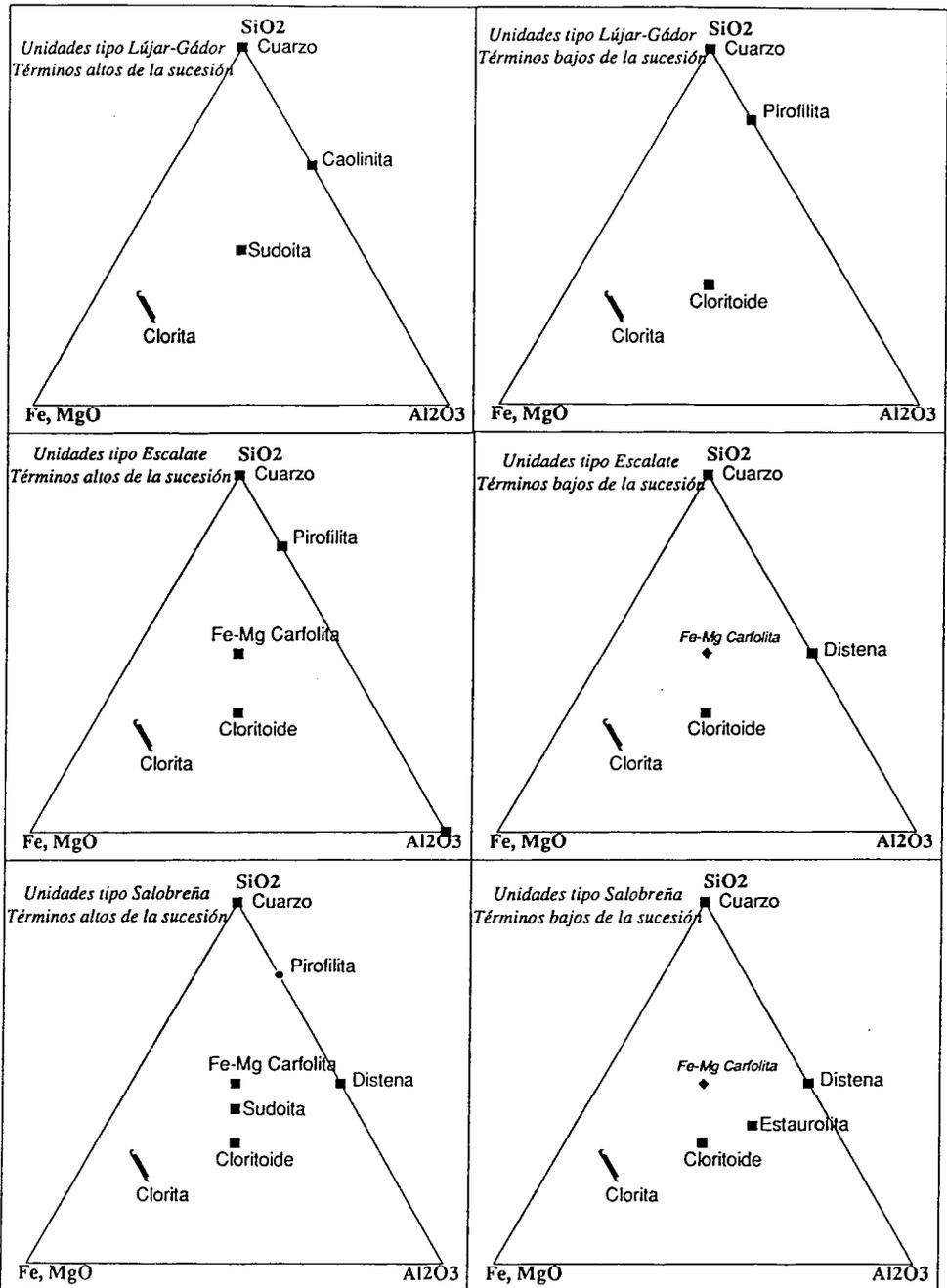


Fig. 4.28: Fases minerales del sistema FMASH que han sido encontradas en las metapelitas de las unidades tipo Lújar-Gádor, Escalate y Salobreña. principales minerales de este sistema proyectados en el diagrama SiO₂, Al₂O₃, (Fe,Mg)O

de Goffé y Chopin (1986). Las figuras 4.28 y 4.29 reflejan los minerales, proyectados en el mismo diagrama, encontrados en las metapelitas de la formación de filitas de las unidades alpujárrides. En esos diagramas se han distinguido las asociaciones pertenecientes a los términos más altos y más bajos de esta formación en cada unidad.

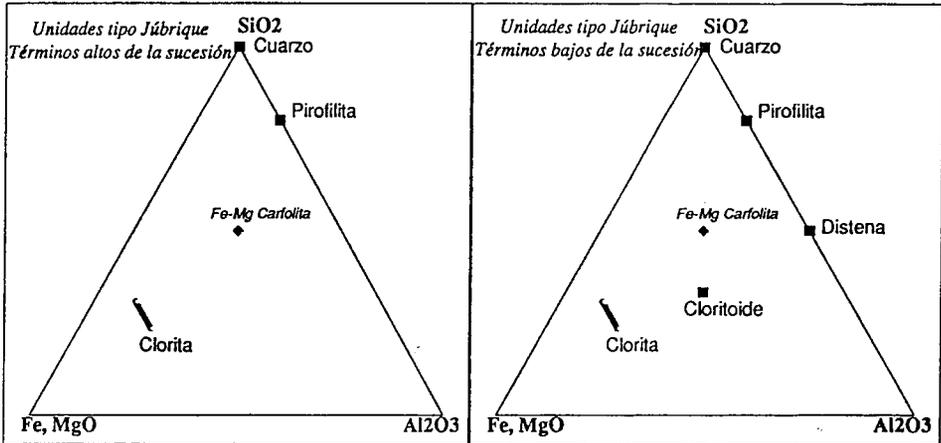


Fig. 4.29: Fases minerales del sistema FMASH que han sido encontradas en las unidades tipo Jubrique.

Estos minerales están generalmente asociados a otros pertenecientes a los sistemas L.A.S.H. (Cookeita y saliotita) y K.N.C.M.A.S.H. (Moscovita, paragonita, margarita, epidota y albita). Las relaciones de fases en estos sistemas serán discutidas teniendo en cuenta la participación de un fluido circundante que explique las transformaciones aloquímicas observadas en la mayoría de las muestras (ej. distena en margarita+paragonita y distena en cookeita).

4.5.1. Relaciones Mg/Fe entre minerales coexistentes del sistema F.M.A.S.H

Con la intención de verificar la existencia de equilibrio entre los minerales del sistema F.M.A.S.H de diferentes unidades y afloramientos del Complejo Alpujárride, se ha seleccionado la partición de Fe⁺² y Mg⁺² entre pares de minerales ferromagnesianos (Mg-carfolita, cloritoide, clorita y sudoita). Se ha utilizado el logaritmo de las relaciones Mg/Fe⁺² de estos minerales para proyectarla sobre diagramas binarios, tal y como ha sido propuesto por Theye et al., (1992) sobre asociaciones similares en metapelitas de Creta y el Peloponeso. Los coeficientes de distribución K_D entre los pares minerales

ferromagnesianos han sido calculados asumiendo modelos de intercambio en una posición:

$$K_D = (Mg^{+2}/Fe^{+2})_A / (Mg^{+2}/Fe^{+2})_B$$

Clorita, cloritoide y Mg-carfolita únicamente coexisten en las unidades tipo Escalate y las unidades tipo Salobreña. En las unidades tipo Lújar-Gádor se pueden encontrar asociaciones clorita-sudoita y clorita-cloritoide, mientras que en las unidades tipo Jubrique tan sólo se han observado asociaciones clorita-cloritoide. Por tanto, en los diagramas 4.30, 4.31 y 4.32 se han proyectado los datos químicos procedentes de las unidades tipo Escalate y tipo Salobreña.

Fe-MgCarfolita/Clorita: La correlación de las relaciones Mg^{+2}/Fe^{+2} entre clorita y carfolita coexistentes es muy buena, alcanzando valores de $r=0.97$, la regresión está en torno a una recta de pendiente aproximadamente 1 (Fig. 4.30), lo que refleja que el equilibrio químico entre estas dos fases se ha alcanzado en la mayoría de los casos. Por lo tanto, el modelo de intercambio de una posición estructural está justificado en este caso, tal y como ha sido prepuesto por otros autores (Theye et al., 1992). El $K_D^{car/chl}$, como se muestra en la tabla 4.2, evidencia valores bajos (entre 0.85 y 1.4) similares a los hallados por Theye et al., (1992) en Creta y el Peloponeso. Los valores más bajos corresponden a muestras de las unidades tipo Escalate (T-873, T-3) que poseen las asociaciones más ferrosas, y que ya fueron analizadas por Goffé et al., (1989). La mayor parte de los datos poseen un K_D comprendido entre 1 y 1.35. Theye et al., (1992) pone de manifiesto un ligero incremento del K_D en función de la temperatura, sin embargo en las muestras alpujarrides esta relación no se observa con claridad. En el diagrama se observa lo ya expuesto con anterioridad, que las asociaciones de las unidades tipo Salobreña alcanzan valores Mg^{+2}/Fe^{+2} más altos que las observadas en las unidades tipo Escalate

Clorita/Cloritoide: La correlación de la relación Mg^{+2}/Fe^{+2} entre clorita y cloritoide se muestra en la figura 4.31. Al igual que en el caso anterior, la regresión ($r=0.94$) está en torno a una recta de pendiente aproximadamente 1, reflejando que la mayor parte de los pares minerales coexistentes están en equilibrio. Esto permite justificar, también en este caso, el modelo de intercambio de una posición estructural.

El K_D , como se expone en la tabla 4.2, varía entre 4 y 9. Las parejas de clorita y cloritoide coexistentes que pertenecen a unidades tipo Escalate poseen K_D más bajos (entre 4 y 6.5), mientras que en las unidades tipo Salobreña este K_D es superior (entre 6 y 8). En la unidad tipo Lújar-Gádor los K_D observados varían entre 3.6 y 4. En las unidades tipo Jubrique los K_D hallados están entre 6.5 y 7.3.

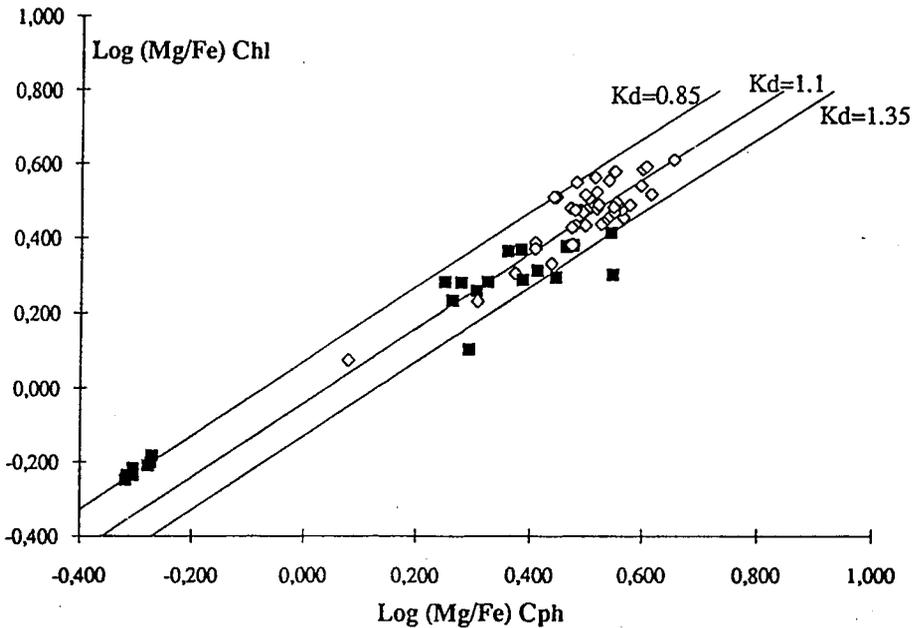


Fig. 4.30: Relación entre el Log (Mg/Fe) de carfolita y clorita coexistentes. Cuadrados negros: Unidades tipo Escalate. Rombos blancos: Unidades tipo Salobreña. Las rectas representan los K_d (coeficientes de distribución entre ambos minerales) de 0.85, 1.1 y 1.35 respectivamente. Comentarios en el texto.

Diversos autores han inferido una relación entre el K_D cloritoide/clorita y la temperatura, utilizando este parámetro como un geotermómetro cualitativo (Ashworth y Evirgen, 1984; Ghent et al., 1987). Estos autores proponen una disminución del K_D a medida que se produce un incremento de temperatura, llegando a calibrar de manera semicuantitativa que un K_D de 9.5 se correspondería con temperaturas próximas a 350°C, mientras que K_D próximos a 5.3 reflejarían temperaturas de 400±50°C (Ghent et al., 1987). Sin embargo, las tendencias observadas en los materiales alpujárrides son contrarias a las expuestas, de manera que las unidades tipo Escalate cuya evolución metamórfica, como se verá más adelante, se desarrolla a menor temperatura, muestran valores de K_D más bajos que los obtenidos para las unidades tipo Salobreña (fig.4.31). Estas tendencias de variación son similares a las obtenidas por Theye et al., (1992) para materiales metapelíticos metamorfozados en condiciones similares de Creta y el Peloponeso. Estos autores correlacionan el incremento de los valores de K_D con un incremento de P y T, explicando esta inusual tendencia con una pendiente menor de la relación dP/dT (que

afecta a las isolas de K_D) que la del gradiente geotérmico real.

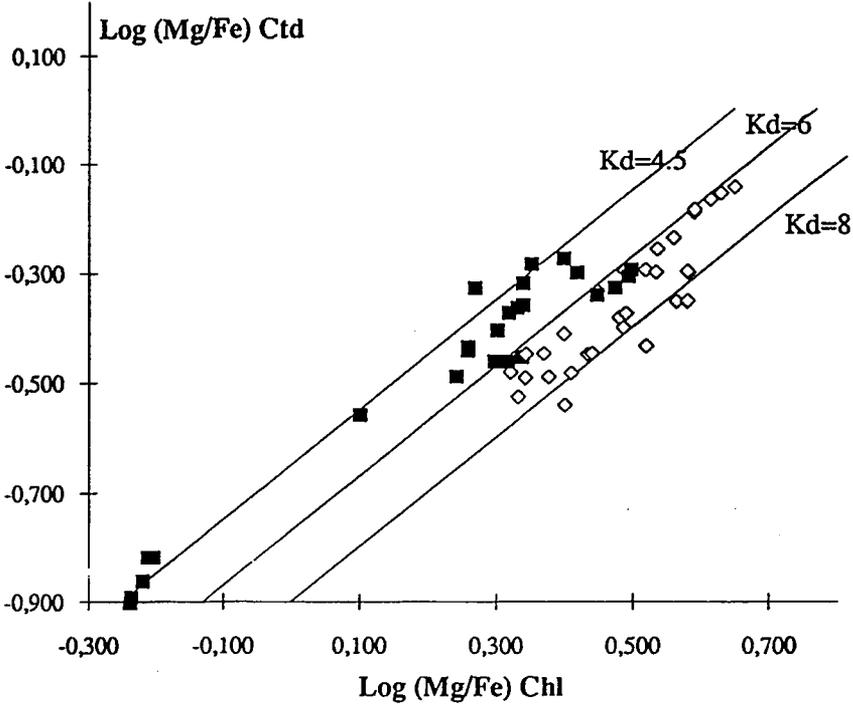


Fig. 4.31: Relación entre el Log (Mg/Fe) de cloritoide y clorita coexistentes. Cuadrados negros: Unidades tipo Escalate. Rombos blancos: Unidades tipo Salobreña. Las rectas representan los K_d (coeficientes de distribución entre ambos minerales) de 4.5, 6 y 8 respectivamente. Comentarios en el texto.

En las metapelitas alpujarrides, los K_D más bajos (3.5-4) se han obtenido también en muestras pertenecientes a unidades tipo Escalate (T-873, T-3) que poseen las relaciones Mg^{+2}/Fe^{+2} más bajas. La mayor parte de los pares tienen un K_D entre 5.5 y 6.5, aunque las muestras en las que Mg-carfolita ha sido completamente desestabilizada (correspondientes a las unidades tipo Salobreña) el K_d puede alcanzar valores de 9 (al igual que ocurre en las mismas asociaciones en el Peloponeso, Grecia; Theye et al., 1992).

Fe-Mg Carfolita/Cloritoide: La figura 4.32 muestra la correlación entre las relaciones Mg^{+2}/Fe^{+2} de Cloritoide y Fe-Mg Carfolita. En primer lugar puede destacarse la escasa

coexistencia de estas dos fases comparativamente con la de las parejas clorita-carfolita y clorita-cloritoide. Como segunda evidencia, se observa una mayor dispersión de los datos, obteniendo valores de correlación inferiores a los anteriores, en torno a una recta de regresión de pendiente 1 (Fig.4.32).

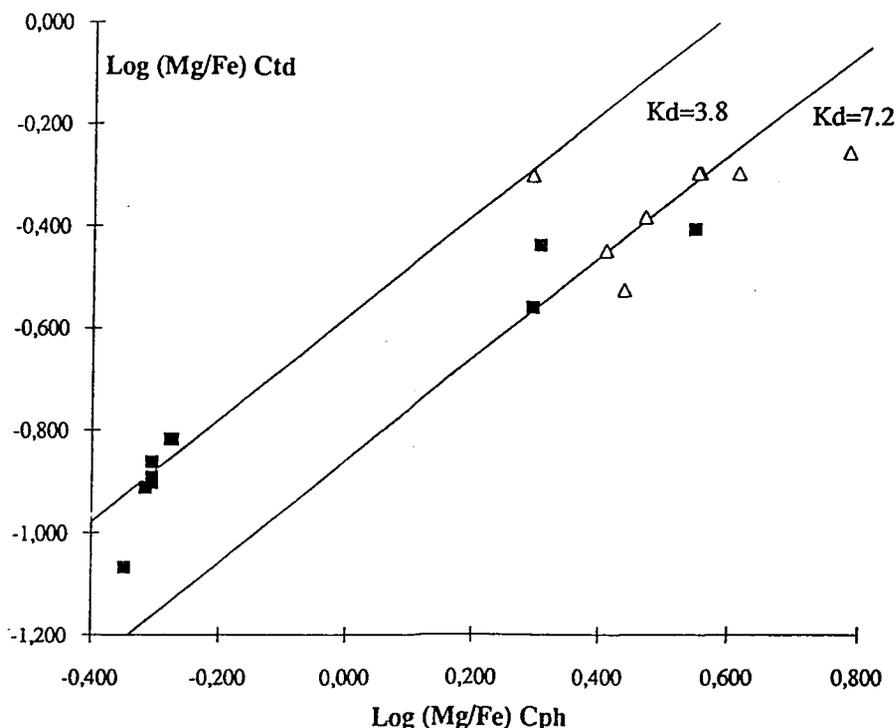


Fig. 4.32: Relación entre el Log (Mg/Fe) de cloritoide y carfolita coexistentes. Cuadrados negros: Unidades tipo Escalate. Rombos blancos: Unidades tipo Salobreña. Las rectas representan los Kd (coeficientes de distribución entre ambos minerales) de 3.8 y 7.2 respectivamente. Comentarios en el texto.

En el caso de las muestras de unidades tipo Salobreña, esta correlación es importante ($r=0.96$), reflejando la validez del modelo de intercambio asumido y la existencia de un equilibrio químico entre la mayoría de las parejas coexistentes. Sin embargo, en el caso de las muestras pertenecientes a las unidades tipo Escalate, la pendiente de la recta de correlación que las une sería inferior a 1, para las asociaciones de mayor Mg^{+2}/Fe^{+2} y rectas de pendiente superior a 1 para las asociaciones de menor

Mg^{+2}/Fe^{+2} (Fig.4.32). Este hecho podría explicarse por la ausencia de equilibrio entre carfolita y cloritoide en las asociaciones pertenecientes a las unidades tipo Escalate de menor Mg^{+2}/Fe^{+2} (T-873, T-3). Lo cual no excluye que en las asociaciones, pertenecientes a este mismo tipo de unidades con una relación Mg^{+2}/Fe^{+2} mayor, este equilibrio haya sido alcanzado, ya que los puntos en el diagrama quedan incluidos en una recta de pendiente igual a 1. En este último caso, los valores de K_D están entre 7 y 8, similares a los encontrados por Theye et al., (1992) en las metapelitas de Creta y el Peloponeso. Sin embargo, los valores obtenidos sobre las muestras más ferrosas de las unidades tipo Escalate son de 3.8.

Sudoita/Clorita: En el cálculo de las fórmulas estructurales de ambas cloritas se ha asumido que todo el Fe está en estado ferroso. Sin embargo, los análisis químicos de Fransolet y Bourguignon, (1978) sobre sudoitas (de venas de cuarzo en metapelitas de baja presión) ponen de manifiesto que las concentraciones de Fe_2O_3 puede ser muy superiores a las de FeO. Esto puede alterar considerablemente los valores de K_D obtenidos, sobre todo en las asociaciones de la unidad Lújar-Gádor en donde el cálculo de la fórmula estructural predice la existencia de cantidades de Fe^{+3} importantes (cf. epígrafe 4.4).

Tabla 4.2

Unidad de Escalate		Unidad de Salobreña	
<i>Tramo superior</i>		<i>Tramo superior</i>	
Asociaciones Car-Ctd-Chl	Kd car/ctd=6.5±1.3 Kd chl/ctd=4.5±0.5 Kd car/chl=1.1±0.2	Asociaciones Car-Ctd-Chl-Ky	Kd car/ctd=7.2±0.2 Kd chl/ctd=6.8±0.6 Kd car/chl=1.2±0.2
Asociaciones Ctd-Chl	Kd chl/ctd=6.1±0.3	Asociaciones Ctd-Chl	Kd chl/ctd=7.2±1.2
Asociaciones Car-Chl	Kd car/chl=1.1±0.2	Asociaciones Car-Chl	Kd car/chl=1.2±0.2
<i>Tramo inferior</i>		<i>Tramo inferior</i>	
Asociaciones Ctd-Chl-Ky	Kd chl/ctd=5±0.5	Asociaciones Ctd-Chl-Ky-St	Kd chl/ctd=7.8±0.5

Los valores de K_D obtenidos en las muestras de las unidades tipo Salobreña (TV-261, TV-262), en donde la sudoita es secundaria, varían entre 1.46 y 2.15. En la muestra 930314-1 perteneciente a la unidad Lújar-Gádor, el K_D varía entre 1.55 y 2.59 en función de los pares de sudoita-clorita coexistentes. En ambos casos, los valores están en el rango de los observados por Theye et al., (1992) en Creta Oriental, lo que apoyaría la existencia de equilibrio químico entre ambos minerales.

4.5.2. Relaciones en diagramas AFM

Para la representación de la compatibilidad de las relaciones entre las diferentes minerales se usará el familiar diagrama AFM (Thompson, 1957) con el cuarzo y H_2O como fases adicionales. La influencia de componentes menores o trazas tales como MnO , ZnO y F han sido omitidos en este examen. Las coordenadas usadas para este diagrama son las siguientes: $A=AlO_{1.5}$, $F=3FeO$, $M=3MgO$ (proporciones molares). En la figura 4.33 se proyectan los análisis químicos (realizados por la técnica de fluorescencia de R-X) de roca total de algunas muestras de las unidades de Escalate y Salobreña. La muestra T-3 posee la composición más ferrosa de todas, lo cual se refleja en la composición química de los minerales ferromagnesianos que contiene. Esta muestra contiene clorita, cloritoide y Fe-carfolita, proyectándose en el diagrama AFM la composición de la roca total en el interior del triángulo formado por los tres minerales. Las otras tres muestras contienen la asociación Mg-Car-Ctd-Chl y de nuevo la composición de la roca total se proyecta en el interior del triángulo que une la composición química media de las tres fases.

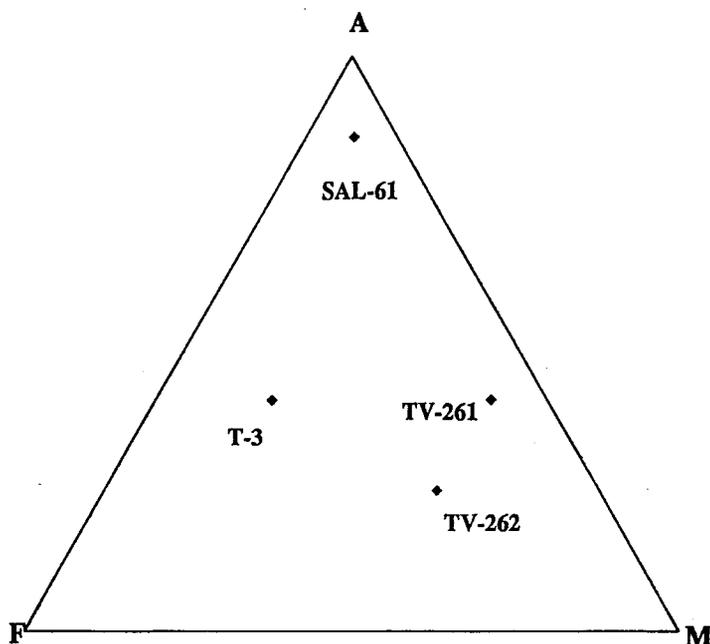


Fig. 4.33: Diagrama AFM en el que se representan los análisis químicos de roca total realizados en algunas muestras de la formación de filitas en las unidades de Escalate y Salobreña. Dichos análisis han sido realizados mediante fluorescencia de R-X.

4.5.2.1. Unidades tipo Lújar-Gádor

En las unidades tipo Lújar-Gádor la ausencia de Fe-Mg carfolita limita las fases del sistema F.M.A.S.H a clorita, sudoita y caolinita en asociaciones pertenecientes a las filitas más altas de las aflorantes en la serie. La clorita junto con cloritoide y pirofilita son los minerales del sistema F.M.A.S.H. que constituyen las asociaciones de los términos más bajos de esta Formación. La figuras 4.34 y 4.35 muestran las relaciones de estos minerales en diagramas AFM.

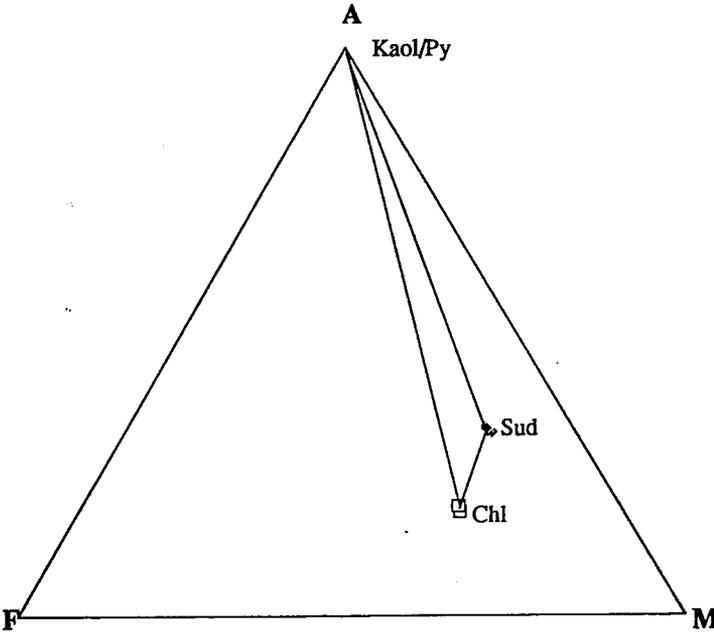


Fig. 4.34: Diagrama AFM en el que se representan la asociación mineral de los términos superiores de la formación de filitas (unidades tipo Lújar-Gádor). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

En las paragénesis con sudoita y clorita (Fig. 4.34; muestra 930314-1, términos altos de la Formación), la sudoita posee valores más altos de XMg que la clorita (0.82-85 en la sudoita frente a 0.63-0.72 en la clorita). La asociación de estos dos minerales con caolinita constituyen un campo divariante de tres fases en el diagrama AFM. La caolinita, aunque aparece en grandes cristales de morfología idiomórfica y crecimiento tardío,

también ha sido observada junto a la clorita y a la sudoita en el interior de la foliación principal.

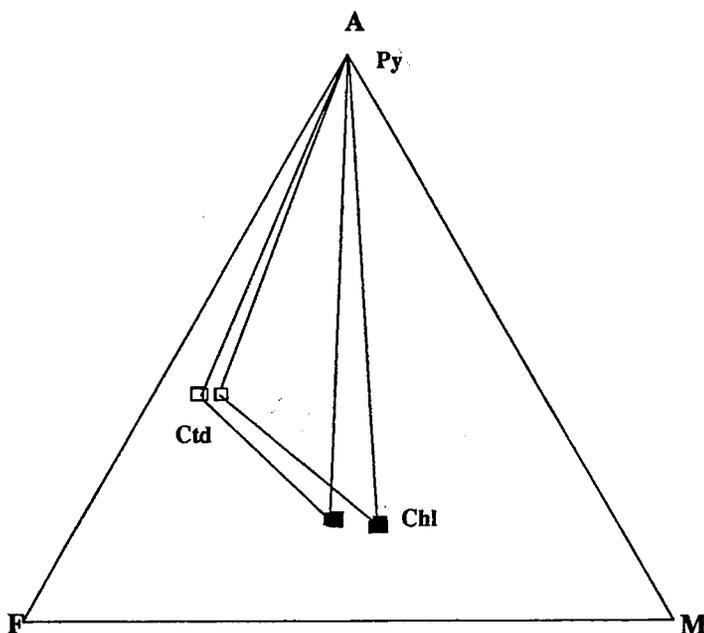


Fig. 4.35: Diagrama AFM en el que se representa la asociación mineral de los términos inferiores de la formación de filitas (unidades tipo Lújar-Gádor). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

En los términos más bajos de las filitas (Fig. 4.35; muestras MLN-1A, VT-1), el cloritoide aparece junto con la clorita en asociaciones en las que la pirofilita ha sido detectada mediante difracción de R-X. Estas asociaciones se caracterizan por las bajas relaciones XMg de los minerales coexistentes. La clorita es ferrosa (XMg=0.47-0.55), al igual que el cloritoide que registra bajas relaciones XMg (0.11-0.17).

4.5.2.2. Unidades tipo Escalate

En el caso de los carbonatos de las unidades tipo Escalate únicamente es posible observar la débil variación que presenta la Mg-carfolita a lo largo de la solución sólida Fe-Mg (XMg=0.6-0.62) (Fig.4.36; muestras HDB). La coexistencia de carfolita y pirofilita

junto a la ausencia de clorita, sudoita y caolinita tiene implicaciones en la génesis de carfolita. Las únicas reacciones que pueden generar carfolita son:

- a) Kaolinita+Clorita=Carfolita+Cuarzo+H₂O
- b) Sudoita+Cuarzo=Carfolita
- c) Pirofilita+Clorita+H₂O=Carfolita+Cuarzo

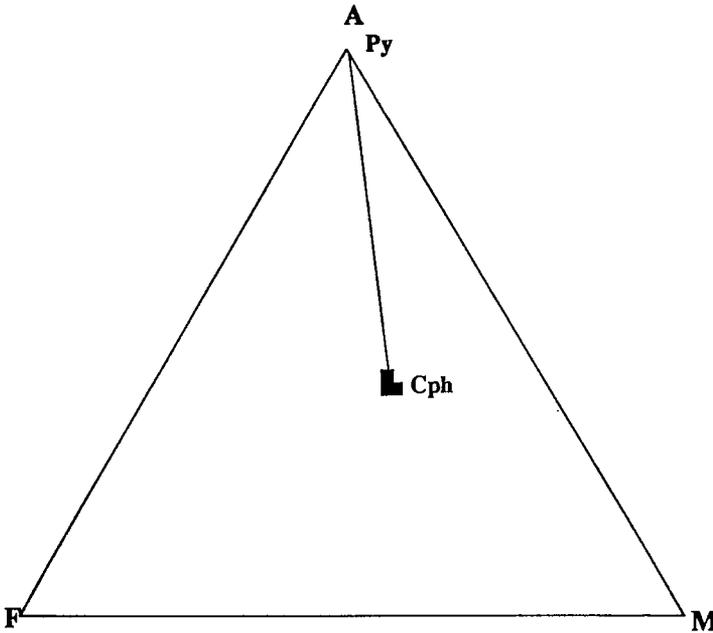


Fig. 4.36: Diagrama AFM en el que se representa la asociación mineral en las segregaciones de calcita-cuarzo de la formación carbonática (unidades tipo Escalate). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

La inexistencia de una clorita en la asociación implica que si las reacciones a y c han sido las causantes de la aparición de la carfolita, éstas han operado hasta la completa desaparición de este mineral precursor.

En las filitas de las *unidades tipo Escalate* se han seleccionado muestras pertenecientes a los términos más altos (transición con los carbonatos; Fig. 4.37 y 4.38;

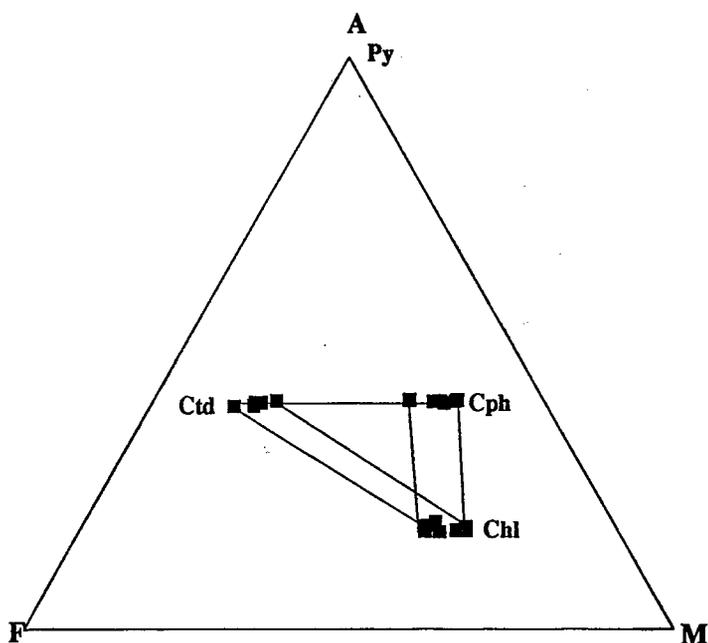


Fig. 4.37: Diagrama AFM en el que se representa la asociación mineral cloritoide-carfolita-clorita de los términos superiores de la formación de filitas (unidades tipo Escalate). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

muestras LANJ, MOT, T) y más bajos (Fig. 4.39; muestras CBA, SJA, JOY), estas últimas coinciden con el muro de la Formación. En las muestras correspondientes a la parte más alta se han encontrado asociaciones trivariantes dentro del sistema F.M.A.S.H: clorita-cloritoide, clorita-carfolita. Estas asociaciones se enlazan entre sí por la asociación divariante clorita-cloritoide-carfolita. La pirofilita suele estar presente en esta última asociación, aunque las observaciones texturales indican que se trata de un mineral secundario. Las figuras 4.37 y 4.38 muestran las relaciones en diagramas AFM entre carfolita, clorita y cloritoide en las asociaciones divariantes. Estas figuras representan las asociaciones en sistemas diferentes en función de la composición química global de la roca (ferroso, Fig. 4.38 y magnesiano, Fig. 4.37).

En las asociaciones del sistema ferroso (muestras T-3, T-873) se deduce de las relaciones Fe-Mg entre los minerales coexistentes que el cloritoide no está en equilibrio con las microfibras de carfolita preservadas en el interior del cuarzo. Esta carfolita

presenta valores de XMg comprendidos entre 0.31 y 0.36, mientras que el cloritoide posee los valores más bajos para esta relación de los analizados en los materiales alpujárrides (0.07-0.15).

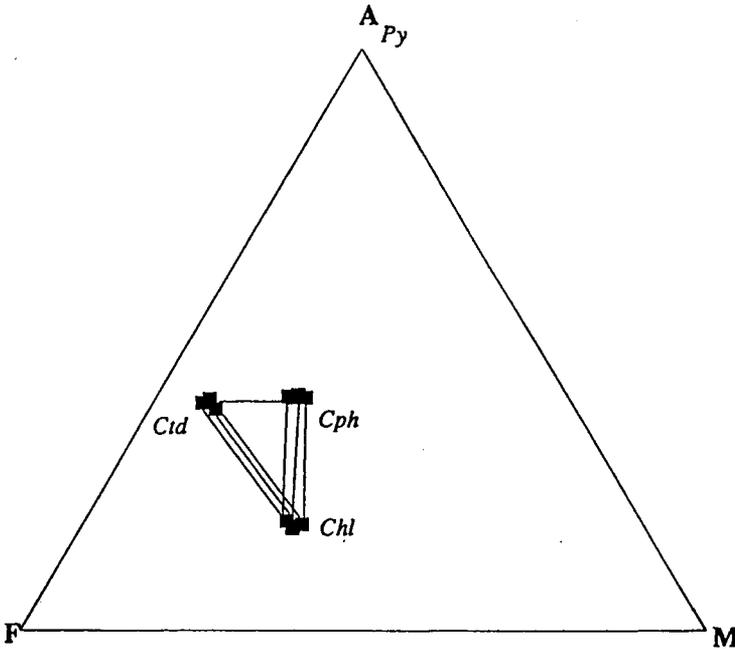


Fig. 4.38: Diagrama AFM en el que se representa la asociación mineral cloritoide-carfolita-clorita de los términos superiores de la formación de filitas (unidades tipo Escalate). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

En las asociaciones más magnesianas el cloritoide posee valores de XMg comprendidos entre 0.31 y 0.24. La Mg-carfolita presenta una composición variable dentro de la solución sólida Fe-Mg con valores de XMg entre 0.65 y 0.73.

En las asociaciones divariantes pirofilita-cloritoide-clorita (muestra T-18) el cloritoide puede llegar a alcanzar valores de XMg=0.33. La clorita coexistente presenta una fracción molar de Mg de 0.75.

Algunas asociaciones están constituidas únicamente por fibras de magnesiocarfolita rodeadas por cristales lamelares de clorita y pirofilita, sin que el cloritoide este presente (láminas LANJ-1, LANJ-877). En estas asociaciones la

magnesiocarfolita posee una XMg comprendida entre 0.63 y 0.71 con una clorita cuya relación XMg oscila entre 0.62 y 0.70.

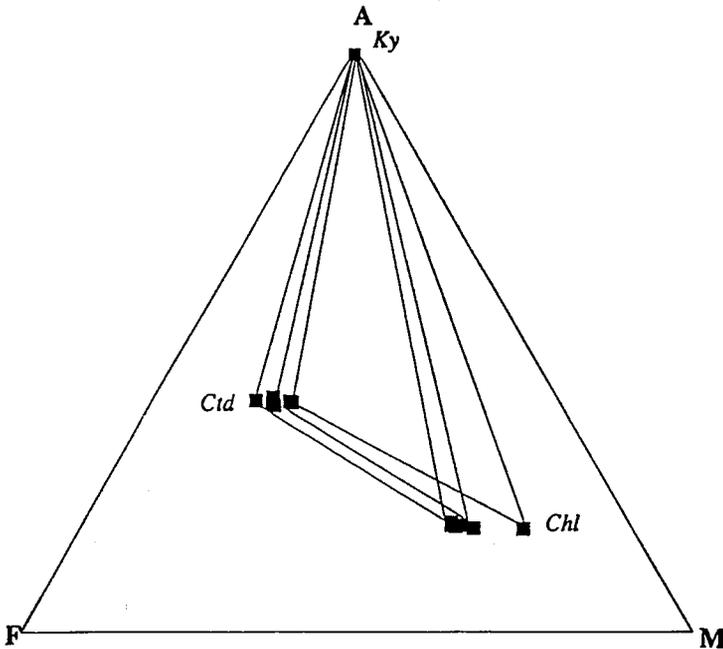


Fig. 4.39: Diagrama AFM en el que se representa la asociación mineral de los términos inferiores de la formación de filitas (unidades tipo Escalate). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

4.5.2.3. Unidades tipo Salobreña

En las unidades tipo Salobreña, una de las características distintivas de las rocas es la presencia de distena en los términos superiores de la formación de filitas. Aunque la pirofilita ha sido observada y analizada en estos términos, las relaciones texturales indican que crece a partir de los minerales previos (distena, Mg-carfolita, cloritoide). La figura 4.40 refleja las relaciones entre los diferentes miembros de la asociación Mgcarfolita-clorita-cloritoide en un diagrama AFM. El cloritoide presenta valores de XMg entre 0.3 y 0.35, mientras que la Mg-carfolita varía entre 0.7 y 0.8. Como refleja el diagrama, la clorita es ligeramente más ferrosa que la carfolita con la que está asociada. Al igual que

ocurre en las unidades tipo Escalate no se producen cruces en las líneas que unen los pares minerales. Lo cual corrobora que estas asociaciones están en equilibrio como ya ha sido demostrado en el epígrafe precedente. La asociación Mg-carfolita-clorita-cloritoide (Fig. 4.40) se ha encontrado, en la mayoría de los casos, en láminas distintas de la asociación Mg-carfolita-clorita-distena (Fig. 4.41) aunque entre ambas asociaciones, la distancia en el afloramiento puede ser inferior al metro. Aún así, en algunos casos excepcionales (muestra TV-267,TV-261D), la asociación Mg-carfolita-distena-clorita-cloritoide puede ser observada. En estas muestras, la carfolita posee una relación XMg próxima a 0.8, el cloritoide puede alcanzar valores de $XMg=0.39$ y la clorita $XMg=0.76$ (Fig. 4.42).

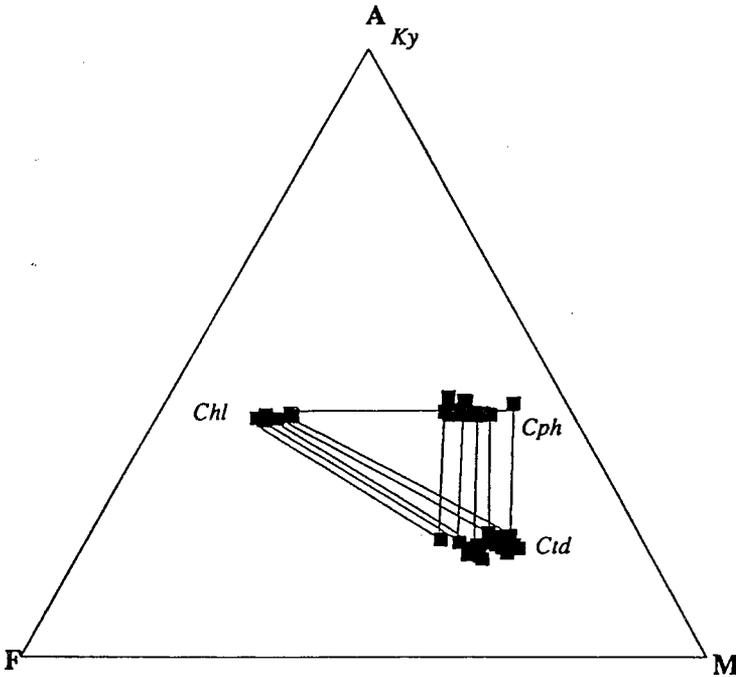


Fig. 4.40: Diagrama AFM en el que se representa la asociación carfolita-cloritoide-clorita en las unidades tipo Salobreña (términos superiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

Las asociaciones que presentan Mg-carfolita coexistiendo con clorita y distena son más comunes en los términos superiores. La Mg-carfolita de estas asociaciones posee una composición variable a lo largo de la solución sólida, pudiendo presentar valores desde

$XMg=0.7$ hasta $XMg=0.86$. La clorita es generalmente más ferrosa que la carfolita. La figura 4.41 refleja las relaciones entre estos tres minerales en un diagrama AFM. La existencia de cloritas más magnesianas que la Mg-carfolita en algunas muestras pone de manifiesto que no todas las cloritas están en equilibrio con Mg-carfolita.

En estos términos de la formación de filitas (muestras TV-261, TV-262) se produce una reacción retrógrada que favorece la desestabilización de Mg-carfolita en pirofilita. Este último mineral junto con clorita, se desestabiliza a su vez en sudoita (Foto 62). Estas tres fases constituyen una asociación divariante cuyas relaciones AFM quedan reflejadas en la figura 4.43. La sudoita, que en algún caso se observa en contacto directo con Mg-carfolita, presenta unas relaciones $XMg=0.82-85$, mientras que la clorita coexistente tiene un $XMg=0.74-0.75$.

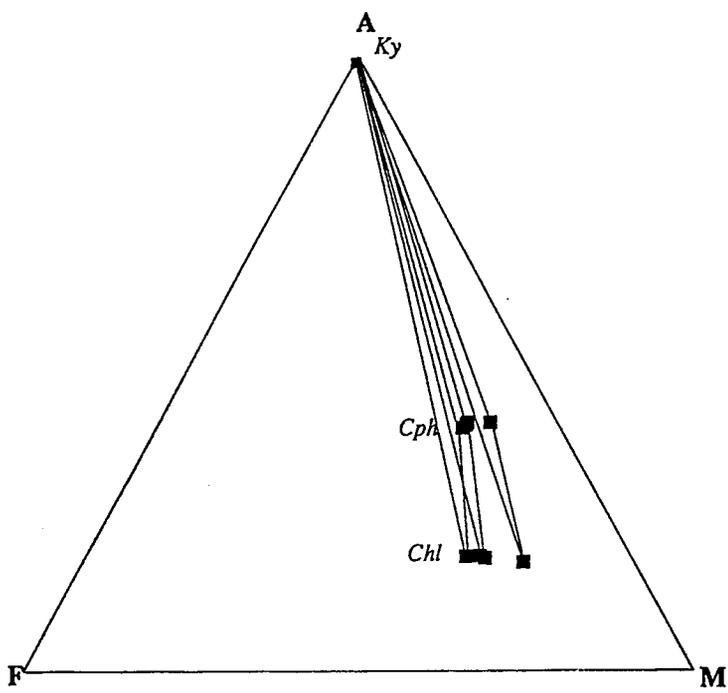


Fig. 4.41: Diagrama AFM en el que se representa la asociación carfolita-clorita-distena en las unidades tipo Salobreña (términos superiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

Los términos más bajos de la formación de filitas se caracterizan por la desaparición progresiva de Mg-carfolita y la aparición de asociaciones en las que predomina la distena, el cloritoide y la Fe-Zn estaurolita como minerales principales. Las figuras 4.44 y 4.45 representan las relaciones AFM existentes entre los miembros de estas asociaciones. El cloritoide es generalmente más rico en magnesio que el observado en los términos superiores, alcanzando valores de $XMg=0.40$. La clorita coexistente con este cloritoide tiene un XMg entre 0.73 y 0.75. El cloritoide previo a la foliación principal tiende a desaparecer progresivamente a medida que se desciende en la sucesión, siendo inexistente en los primeros términos de los esquistos. Sin embargo, en estas rocas aparece un cloritoide que sella la foliación principal y cuya composición suele ser más ferrosa. La aparición progresiva de Fe-Zn estaurolita

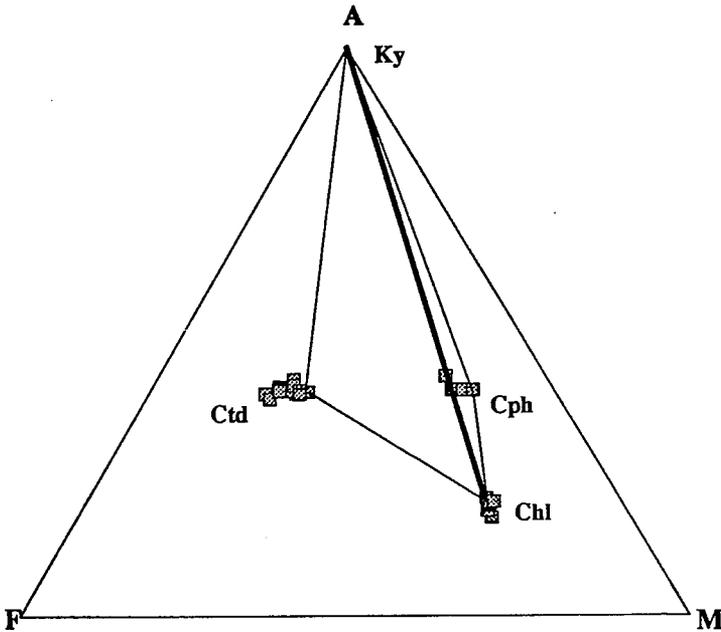


Fig. 4.42: Diagrama AFM en el que se representa la asociación carfolita-clorita-distena-cloritoide en las unidades tipo Salobreña (términos superiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

coincide con la desaparición del cloritoide previo a Sp. Aunque ambos minerales pueden coexistir en algunas muestras (ej. SAL-61), el cloritoide se preserva como una reliquia en

cristales aislados en el interior del cuarzo. La Fe-Zn estaurolita suele estar zonada, pudiendo alcanzarse concentraciones de Zn superiores al 8% peso en los bordes de los cristales. En este caso se trata de Zn-estaurolita cuyo anómalo contenido en Zn, estabiliza su crecimiento a menor temperatura de la fijada por la reacción univariante de aparición de la estaurolita a favor de cloritoide (Cloritoide + Aluminosilicato = Estaurolita + Cuarzo; Dutrow et al., 1986; Sartori, 1988; Azañón y Soto, 1993; Soto y Azañón, 1994). La andalucita aparece en los términos transicionales entre las filitas y la sucesión de esquistos, fosilizando pliegues de crenulación (Foto 78).

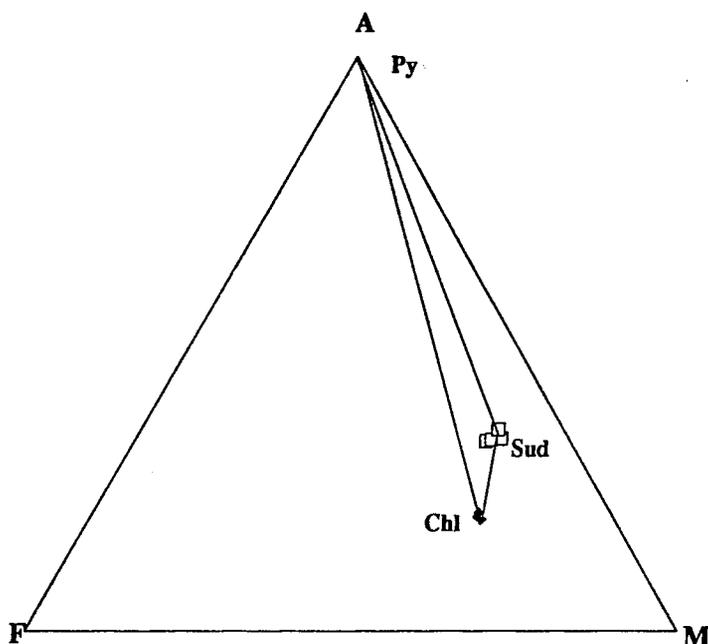


Fig. 4.43: Diagrama AFM en el que se representa la asociación secundaria sudoita-clorita-pirofilita en las unidades tipo Salobreña (términos superiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

4.5.2.4. Unidades tipo Jubrique

En las unidades tipo Jubrique, las asociaciones del sistema F.M.A.S.H se

caracterizan por la ausencia de Mg-carfolita preservada, aunque observaciones texturales meso y microscópicas evidencian la existencia de abundantes pseudomorfos de este mineral. Por tanto, en estas unidades únicamente han sido observadas las siguientes asociaciones:

- Chl-Prl
- Ctd-Chl-Ky
- Chl-Ky

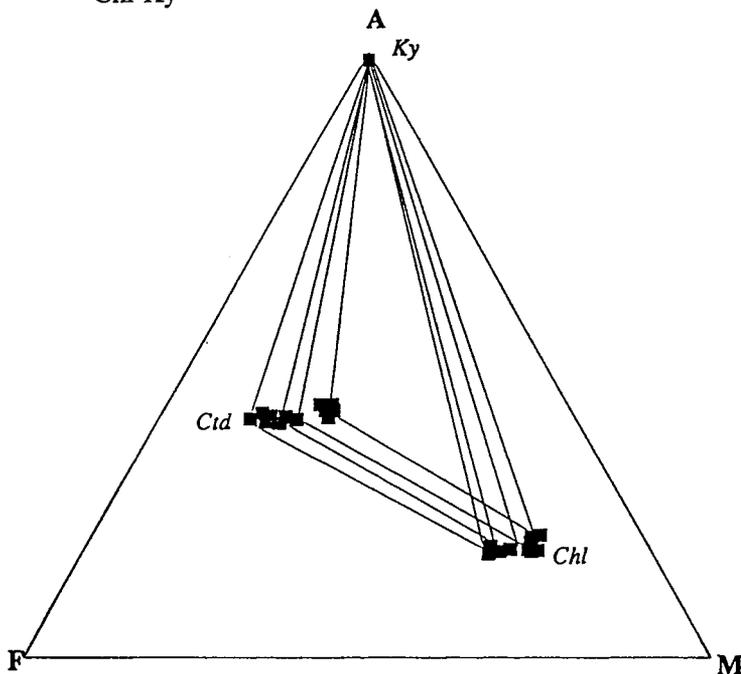


Fig. 4.44: Diagrama AFM en el que se representa la asociación distena-cloritoide-clorita en las unidades tipo Salobreña (términos inferiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

La asociación divariante Ctd-Chl-Ky ha sido encontrada tanto en las escasas filitas aflorantes en la unidad de Adra, como en los términos intermedios de la formación de filitas de la unidad de Jubrique. El cloritoide está situado texturalmente en el interior del cuarzo y presenta un XMg entre 0.3 (Unidad de Adra) y 0.34 (Unidad de Jubrique), mientras que el cloritoide de los dominios más micáceos evidencia valores de XMg

oscilantes entre 0.18 y 0.23. Estos últimos cloritoides crecen después del desarrollo de la foliación principal alpujárride mientras que los primeros son previos a esta estructura. La clorita asociada al cloritoide más magnesiano en la unidad de Adra tiene un XMg de 0.63. En la unidad de Jubrique, esta clorita posee un XMg de 0.75. Las figuras 4.46 y 4.47 reflejan las relaciones, en ambas unidades, entre los miembros de esta asociación en un diagrama AFM.

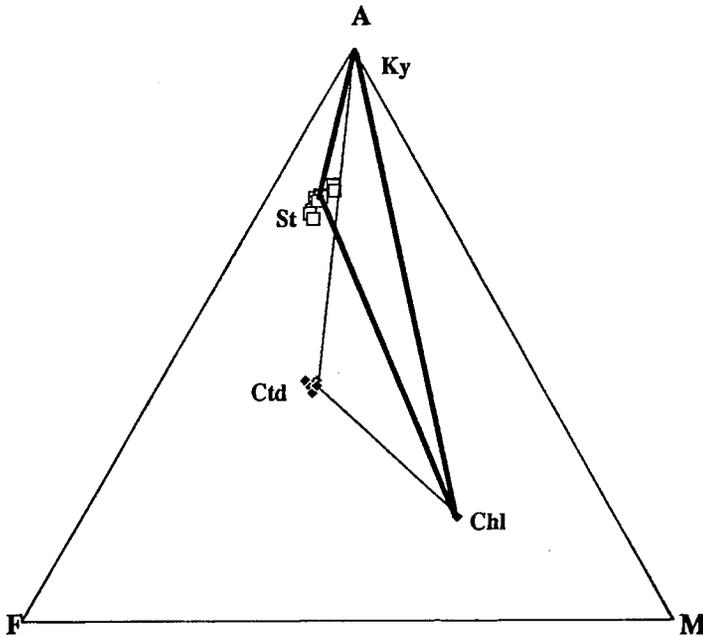


Fig. 4.45: Diagrama AFM en el que se representa la transición de la asociación distena-cloritoide-clorita a la asociación estauroлита zincífera-distena-clorita en las unidades tipo Salobreña (términos inferiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

Las asociaciones trivariantes Chl-Prl y Chl-Ky se encuentran en los términos más altos y más bajos respectivamente de la formación de filitas de la unidad de Jubrique. La pirofilita ha sido detectada mediante difracción de R-X, tanto en los términos superiores como en los términos inferiores alterando a distena (Foto 79). La distena crece en grandes cristales dentro de segregaciones sinfoliares de cuarzo. La clorita coexistente con ella, se observa alterando parcial o totalmente al cloritoide.

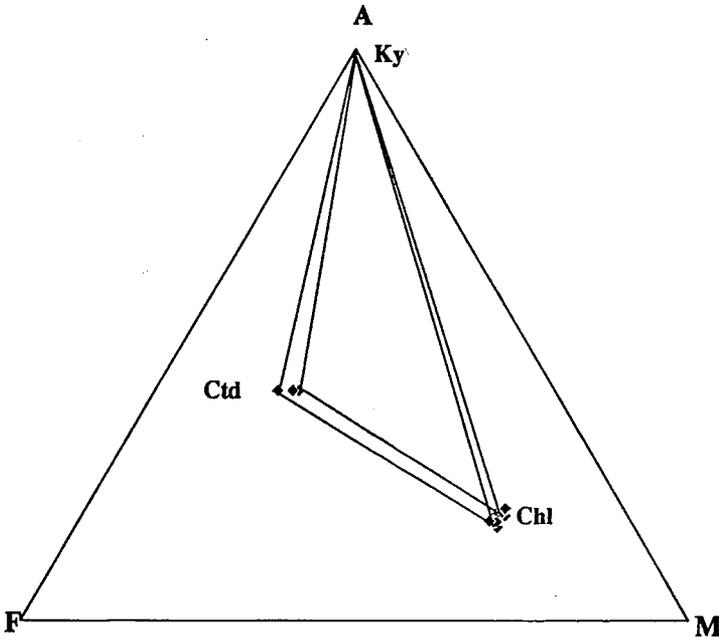


Fig. 4.46: Diagrama AFM en el que se representa la asociación distena-cloritoide-clorita en las unidades tipo Jubrique (términos inferiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

4.5.2.5. Conclusiones

La representación en diagramas AFM de las asociaciones encontradas en las unidades alpujárrides permite extraer las siguientes conclusiones:

- No se evidencian (salvo errores analíticos) cruces de las líneas que unen los pares en los diagramas AFM: Mg-carfolita-clorita, cloritoide-clorita y sudoita-clorita por lo que se concluye que la composición química de estos pares minerales está en equilibrio. Esta conclusión apoya la extraída del análisis de las relaciones Fe-Mg entre estos mismos pares.

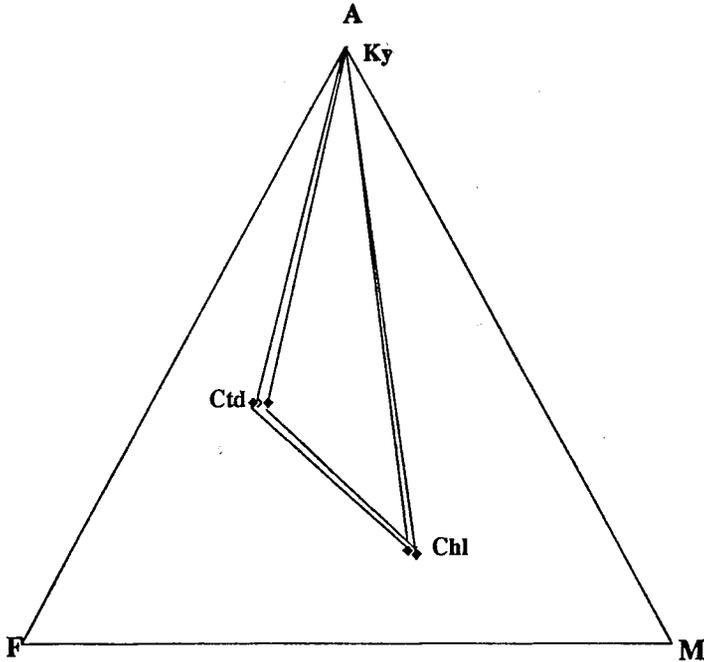


Fig. 4.47: Diagrama AFM en el que se representa la asociación distena-cloritoide-clorita en las unidades de Adra (terceros inferiores de la formación de filitas). Cuarzo, mica y H₂O son fases adicionales no representadas en el diagrama.

- En la mayoría de las unidades se observa una variación de la composición química de los minerales, expresada en pequeñas diferencias en la sustitución Fe-Mg en posiciones octaédricas. Una variación similar ha sido evidenciada por otros autores en rocas parecidas sometidas a un metamorfismo de AP-BT en Creta (Grecia) (Theye et al., 1992). Estos autores explican esta variación (además del cruce de líneas en el diagrama AFM) por la influencia de la presión parcial de H₂O sobre estas asociaciones. En el caso de los materiales alpujarrides, la escasez o ausencia de H₂O debe determinar la zona de aparición de la carfolita en estas asociaciones, reduciendo su afloramiento al entorno de segregaciones sinfoliares de cuarzo. Estas segregaciones fueron probablemente las zonas de canalización de fluidos. El cloritoide y la clorita aunque pueden aparecer en estos contextos, fruto de la desestabilización de carfolita, no se limitan a ellos y son frecuentemente observados en los dominios más micáceos. La distena es otro mineral que aparece en ambos dominios, aunque en la formación de filitas, es más frecuente su

presencia en las segregaciones. Por tanto, las variaciones composicionales de los minerales ferromagnesianos no parecen estar inducidas por la presión parcial de CO₂.

La composición química global de la roca también pone serias limitaciones a la composición e incluso a la aparición de determinados minerales en las asociaciones. Sin embargo, en las asociaciones divariantes sobre diagramas AFM, las variaciones composicionales de los minerales ferromagnesianos (siempre que exista equilibrio entre ellos) es independiente de la composición química global de la roca.

Ya que la composición química de los minerales ferromagnesianos se mueve en un estrecho margen en la mayor parte de los casos, en este trabajo se considera que estas variaciones en la sustitución Fe-Mg en las posiciones octaédricas pueden deberse a ligeras modificaciones de las variables externas P y T. Esta interpretación se apoya en datos petrológicos complementarios (ej. presencia o ausencia de distena). En el único caso que esta explicación no sería posible es el de la asociación Fe-carfolita-cloritoide-clorita de la unidad de Escalate (T-873, T-3; Goffé et al., 1989), ya que las diferencias de XMg de estos minerales y los encontrados en las asociaciones magnesianas contiguas es demasiado alto como para que pueda ser explicada desde el punto de vista de la variación de P y/o T. En este caso, las relaciones Fe-Mg evidencian la existencia de un desequilibrio químico entre la Fe-carfolita y el cloritoide.

4.6. EVOLUCIÓN METAMÓRFICA Y TRAYECTORIA P-T

La significación de las asociaciones minerales en términos de presión y temperatura puede ser estimada teniendo en cuenta las relaciones de fases de las diferentes paragénesis minerales observadas en las rocas de la formación de filitas. Los estudios experimentales sobre los campos de estabilidad de dichas paragénesis se han tenido en cuenta para efectuar determinaciones P-T puntuales. En algún caso se han utilizado las observaciones naturales de asociaciones similares en otras cadenas, ya que se desconocen los campos de estabilidad de determinados minerales, por ejemplo, la Zn-estauroлита.

La evolución progradada y las condiciones del pico metamórfico han sido calculadas mediante el análisis de la composición química y relaciones de fases dentro del sistema FMASH. La determinación del campo de estabilidad de la carfolita se inició a principios de los años 80 (Goffé, 1982; Chopin y Schreyer, 1983). La utilización de este mineral en asociación con otros como cloritoide, clorita, pirofilita fue rápidamente aplicada al establecimiento de condiciones P-T del metamorfismo en los Alpes (Goffé y Chopin, 1986). Posteriormente, este tipo de asociaciones han servido para la determinación de las condiciones del metamorfismo en diversos lugares como Creta y el Peloponeso; (Okrusch,

1981; Okrusch et al., 1984; Theye y Seidel, 1991; Theye et al., 1992), Omán (Goffé et al., 1988), Alpes centrales y occidentales (ej. Goffé, 1982; Goffé y Chopin, 1986; Goffé y Oberhänsli, 1992).

Actualmente, nuevos datos experimentales sobre los campos de estabilidad P-T de estas asociaciones están disponibles (Vidal et al., 1992). Estos datos han sido obtenidos para el sistema MASH y se han extendido al sistema FMASH teniendo en cuenta los Kd (coeficientes de distribución) publicados por Theye et al., (1992) para el caso de Creta. Los Kd obtenidos para los mismos pares minerales en los materiales alpujarrides están dentro del rango de los hallados por este autor en Creta. Sin embargo, como ya se expuso en el epígrafe de relaciones de fases, existe una ligera variación en los Kd de los minerales ferromagnesianos en función de la unidad. Esta variabilidad es más manifiesta para el par clorita-cloritoide, aunque es igualmente apreciable en el par carfolita-cloritoide y carfolita-clorita. Por esta razón, se ha decidido calcular la topología de los equilibrios minerales en un diagrama P-T para el caso de cada unidad y grupo de muestras. De esta forma se puede tener en cuenta la composición química de cada una de las fases minerales presentes en la muestra, fijando de este modo una de las variables. Para una estimación más restrictiva de las condiciones P-T se han utilizado las muestras con asociaciones de menor varianza en el diagrama AFM.

La base de datos termodinámicos de Berman (1988) se ha aplicado a la totalidad de las fases a excepción de carfolita, sudoita y cloritoide. Las propiedades termodinámicas de los dos primeros minerales se han tomado de Vidal et al., (1992), mientras que las del último se han seleccionado de Patrick y Berman (1989; datos no publicados; este cloritoide fue también utilizado en el trabajo de Vidal et al., 1992). El programa PTAX del software GEOCALC (Brown et al., 1988) ha posibilitado el tratamiento de esta base de datos para el cálculo de los equilibrios minerales en función de las condiciones P-T y de la composición química de las fases.

El modelo de actividad usado para la Fe/Mg carfolita ha sido tomado de Vidal et al., (1992):

$$a_{\text{carfolita}} = (X_{\text{Mg}})(X_{\text{Al}})^2(X_{\text{OH}})^4$$

$$X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe})$$

$$X_{\text{Al}} = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$$

$$X_{\text{OH}} = \text{OH}/(\text{OH} + \text{F})$$

Según este modelo se tiene en consideración la influencia que ejerce la concentración de F sobre la estabilidad de este mineral en un diagrama P-T.

Los modelos de actividad para la clorita, cloritoide y sudoita se han calculado

según se propone en Theye et al.,(1992). Este autor estima la influencia de la sustitución Tschermak's en la clorita y la sudoita mediante un descenso en la actividad que se calibra mediante la inclusión de un factor en la fórmula (0.7 y 0.8 respectivamente):

$$a_{\text{clinochloro}} = 0.7(X_{\text{Mg}})^5$$

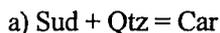
$$a_{\text{sudoita}} = 0.8(X_{\text{Mg}})^2$$

$$a_{\text{cloritoide}} = X_{\text{Mg}}$$

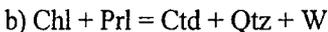
La $a_{\text{H}_2\text{O}}$ se asume igual a 1 para todos los cálculos realizados.

4.6.1. Unidades tipo Lújar-Gádor

En unidades tipo Lújar-Gádor la ausencia de carfolita y de pseudomorfos de este mineral fundamentan las estimaciones barométricas máximas. La aparición de este mineral a favor de sudoita se produce según la siguiente reacción:

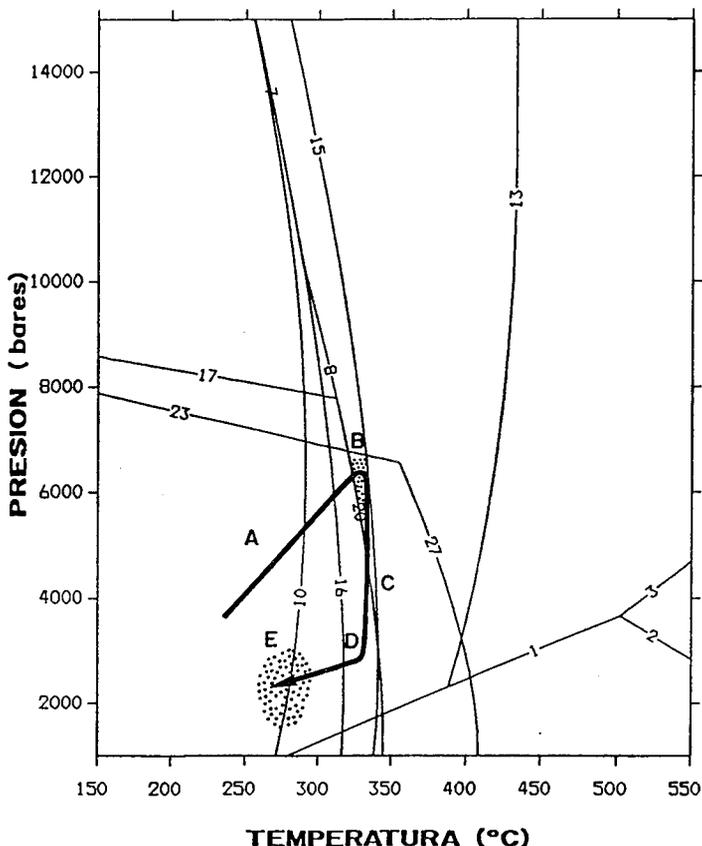


La topología de esta curva evidencia que el equilibrio es fuertemente dependiente de la presión (Fig. 4.48). Además la composición química de las fases participantes influye de manera decisiva en la posición de dicha curva. Al no existir la carfolita en la asociación se ha debido estimar una composición de $X_{\text{Mg}}=0.6$ para este mineral, ya que esta sería la composición de una carfolita asociada a una sudoita de $X_{\text{Mg}}=0.82$ según Vidal et al.,(1992) y Theye et al., (1992). La presencia de sudoita ($X_{\text{Mg}}=0.8-0.83$) en la muestra 930314-1 limita la presión máxima a 7 Kb (Fig 4.48). La asociación de este mineral con clorita ($X_{\text{Mg}}=0.65-0.7$) y pirofilita en la misma muestra indica que la reacción b) de aparición del cloritoide (composición supuesta en función de la clorita $X_{\text{Mg}}=0.15$), fuertemente dependiente de la temperatura, no ha sido superada (Fig 4.48).



De este modo, las rocas han permanecido en el campo de estabilidad de la paragénesis clorita + pirofilita, limitando la temperatura máxima a 340°C.

Para las muestras VT-1 y MLN-1, la asociación de cloritoide ($X_{\text{Mg}}=0.11$) con clorita ($X_{\text{Mg}}=0.47$) y sin carfolita ni sudoita establece los mismos límites de presión. La temperatura mínima se establece con las reacciones b) y c) que controlan la aparición de



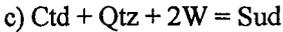
LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|---|---|
| 1): $Ky = And$ | 15): $3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl$ |
| 2): $Si = And$ | 16): $3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl$ |
| 3): $Ky = Si$ | 17): $2 mCar = aQz + sud$ |
| 7): $3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl$ | 20): $2 MCtd + aQz + 2 W = sud$ |
| 8): $2 W + aQz + 2 MCtd = sud$ | 23): $2 mCar = aQz + sud$ |
| 10): $W + Prl = kaol + 2 aQz$ | 27): $2 Chl + 8 Prl + 4 W = 5 sud + 23 aQz$ |
| 13): $Prl = W + 3 aQz + Ky$ | |

Fig. 4.48: Trayectoria P-T deducida para las filitas de las unidades tipo Lújar-Gádor. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Comentarios en el texto.

cloritoide.



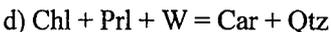
Estas muestras limitan, por tanto, la temperatura mínima en 320°C (Fig 4.48), siendo la presión igualmente inferior a 7 Kb.

La zona punteada de la fig.4.48 señala las condiciones P-T del pico metamórfico (B) estimadas para la formación de filitas de unidades tipo Lújar-Gádor. Esta etapa de crecimiento es previa al desarrollo de la foliación principal, ya que estas asociaciones aparecen en dominios lenticulares previos a dicha estructura. Sin embargo, la presencia de cloritoide sin-S_p indica que la primera etapa de la descompresión debe desarrollarse en el campo de estabilidad de este mineral (reacciones b y c; trayectoria C en Fig. 4.48). Durante esta etapa hay una cristalización generalizada de fengitas (Si=3.2) (cf. epígrafe 4.7) que constituyen la foliación principal. La sustitución celadonítica de estas micas indica que su crecimiento se produce por encima de 3Kb (Massone y Schreyer, 1987).

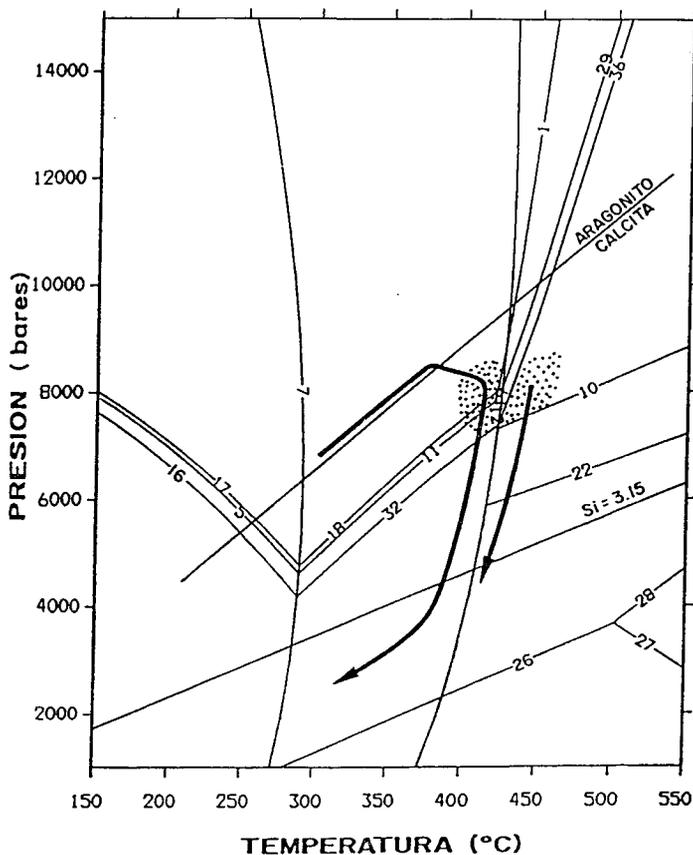
El crecimiento de cookeita de la muestra MLN-1 se produce posteriormente durante un episodio en el que predomina una componente de descenso térmico (trayectoria D en la Fig.4.48; cf. epígrafe 4.7). Finalmente este descenso térmico introduce las rocas en el campo de estabilidad de la caolinita que pseudomorfiza a todos los minerales aluminosilicatados previos (E en Fig.4.48).

4.6.2. Unidades tipo Escalate

En las filitas de la unidad de Escalate, se han seleccionado las muestras T-903, LANJ-1, MOT-901 y T-21 para el establecimiento de la evolución metamórfica en los niveles superiores de la formación de filitas. La muestra T-873 se ha desechado ya que no existe un equilibrio entre carfolita y cloritoide según se puede deducir de las relaciones Fe-Mg entre estos dos minerales (cf. epígrafe 4.5). En todas ellas, a excepción de la muestra T-21, la carfolita está presente. El crecimiento de carfolita puede haberse producido por las siguientes reacciones minerales:



Por tanto, la caolinita, clorita y pirofilita son los precursores de este mineral. La sudoita también puede ser un potencial precursor de la carfolita según la reacción a). Sin embargo, la sudoita no ha sido observada en ninguna de estas muestras. Además, la



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:

el campo de valores más altos de la variable Y, o en

el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|---|---|
| 1): $mCar = W + aQz + MCtd$ | 19): $Prl = W + 3 aQz + Ky$ |
| 5): $2 W + aQz + 5 mCar = Chl + 4 kaol$ | 26): $Ky = And$ |
| 7): $Prl + W = 2 aQz + kaol$ | 27): $Si = And$ |
| 10): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$ | 28): $Ky = Si$ |
| 11): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$ | 32): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$ |
| 20): $5 mCar = 6 W + 3 aQz + 4 Ky + Chl$ | 36): $5 mCar = 6 W + 3 aQz + 4 Ky + Chl$ |
| 22): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$ | |

Fig.4.49: Trayectoria P-T deducida para las filitas de las unidades tipo Escalate. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

presencia de carfolita siempre en segregaciones de cuarzo, indica que en la formación de carfolita se genera este mineral (no es posible mediante la reacción a). Las únicas reacciones que liberan cuarzo en la formación de carfolita son las d y e. Ambas reacciones convergen en el punto invariante (Car+Prl+Kaol+Chl+Qtz) para los sistemas FASH o MASH y univariante para el sistema FMASH (Fig. 4.49). La posición de este punto en un diagrama P-T puede ser establecida si se conoce la composición química de carfolita y clorita coexistentes. Estos dos equilibrios limitan en presión el campo de estabilidad de la carfolita en ausencia de sudoita. Este punto oscila entre 4.2 y 5 Kb a 280° C aproximadamente (Fig. 4.49).

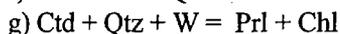
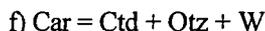
Sin embargo, la caolinita que aparece en las muestras es un producto de la transformación tardía de los minerales aluminosilicatados. Para estimar las condiciones del metamorfismo en etapas más precoces se han seleccionado las asociaciones minerales que presentan una menor varianza dentro del sistema FMASH. Este es el caso de las muestras en las cuales se puede reconocer la asociación cloritoide-carfolita-clorita-pirofilita-cuarzo. Se ha utilizado la muestra T-903 para la situación del punto invariante (carfolita-cloritoide-clorita-pirofilita) en un diagrama P-T. La composición química de las fases minerales de esa muestra son:

$$XM_{g_{car}}=0.66$$

$$XM_{g_{ctd}}=0.27$$

$$XM_{g_{chl}}=0.65$$

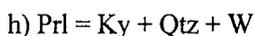
Las reacciones que convergen en este punto son las d), f) y g):



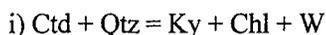
Este punto invariante se sitúa a 7.7 Kb y 410° C (Fig.4.49). Estas condiciones son las estimadas para el pico metamórfico de las unidades tipo Escalate en sus niveles superiores. Con las muestras LANJ-1, LAN-877 y MOT-901 sólo es posible estimar condiciones mínimas de presión. Estas condiciones vienen determinadas por el límite inferior del campo de estabilidad de la carfolita a partir de la reacción d). La figura 4.49 refleja estas reacciones para cada una de las muestras antes citadas. La presión a la que se sitúan estas reacciones entre las temperaturas de 400 y 425° C oscila entre 6.8 y 7.9 Kb en función de la muestra (Fig.4.49).

La composición química de las fases ferromagnesianas participantes en el equilibrio f) es determinante para la situación de éste en el diagrama P-T (Vidal et al., 1992). El incremento de Mg en la estructura de la carfolita estabiliza este mineral a mayor temperatura, desplazando el equilibrio f) hacia la derecha en el diagrama. De todos modos

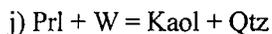
la temperatura máxima alcanzada por los niveles superiores de la formación de filitas de la unidad de Escalate no excede los 425° C, ya que la reacción h) se ha sobrepasado y la distena no aparece en estas rocas. La presión del pico metamórfico se estima entorno a 8 Kb que es la posición del punto invariante car-ctd-chl-prl-qtz.



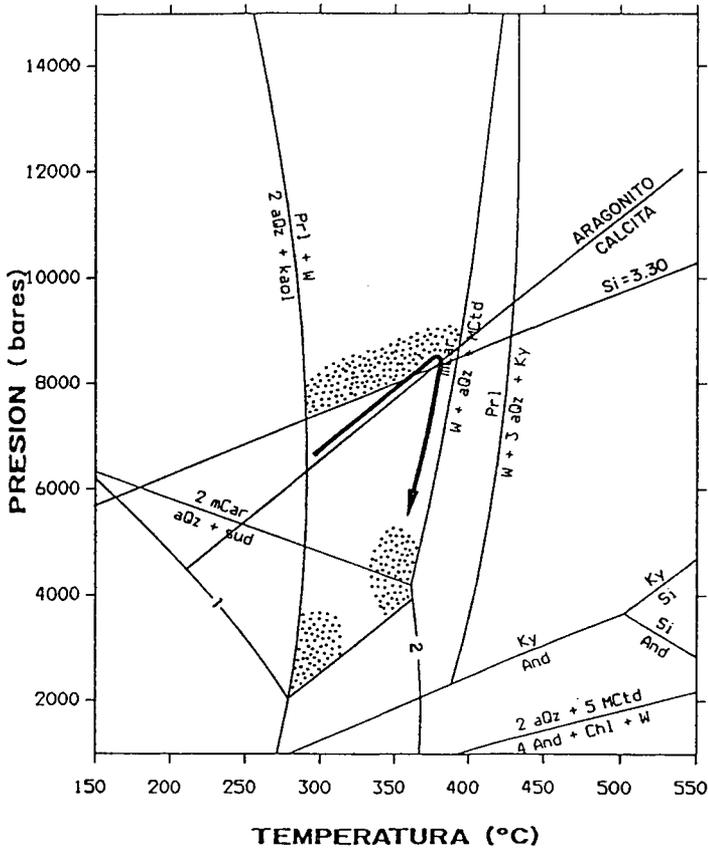
Las filitas encontradas en el núcleo del anticlinal del Bco. del Alhayón (muestras CBA-4, SJA, JOY) presentan la asociación ctd-chl-ky-qtz. En estas muestras la carfolita está ausente, aunque se preservan estructuras fibrosas en el interior del cuarzo que indican su existencia precoz. La presencia de distena es destacable ya que se trata de las únicas muestras en las que aparece este mineral dentro de unidades tipo Escalate. Este mineral indica que en algún momento de la evolución metamórfica estas rocas alcanzaron la temperatura de 425°C. Este momento debe ser relativamente precoz, ya que la distena es previa al desarrollo de cualquier estructura penetrativa en la roca. La presión mínima puede ser determinada mediante la reacción i) de desestabilización del cloritoide en favor de distena y clorita. Este equilibrio es fuertemente dependiente de la presión y para un cloritoide con una actividad de 0.35 y una clorita cuya actividad es de 0.094 el punto de intersección con el equilibrio h) se produce a 7 Kb (Fig.4.49).



Los *carbonatos* de esta unidad contienen la asociación car-prl-qtz en ausencia de chl. Se puede estimar la presión mínima de esta asociación según el equilibrio químico d) para una carfolita con $X_{Mg} = 0.60$ (muestra HDB-2). La presión mínima resultante es de 6 Kb/350° C y 7 Kb/400°C. Sin embargo, las altas concentraciones de F en esta carfolita reducen la actividad de este mineral de 0.6 a 0.42. Esta reducción en la actividad produce un descenso de la reacción d) estabilizando la carfolita a menor presión, de tal modo que la presión mínima para estas rocas es de 5 Kb/360° C y 3 Kb/275 Kb Fig 4.50). La temperatura máxima queda limitada por la reacción f) en 375° C. La temperatura mínima está limitada por la presencia de pirofilita en la asociación (reacción j) en 275°C.



Sin embargo, las estimaciones mínimas de presión son muy superiores ya que la mica asociada directamente con carfolita es una fengita con valores de Si que pueden alcanzar los 3.3. Aunque no se posee la asociación limitante requerida por el geobarómetro de la fengita (flogopita, cuarzo, feldespato potásico; Massone y Schreyer, 1987), la presión obtenida puede ser considerada como mínima. Para estos valores de Si, la presión mínima es de 7 o 8 Kb en función de la temperatura (275 y 375° C respectivamente) (Fig.4.50).



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|--|--|
| 1): $2W + aQz + 5 mCar = Chl + 4 Kaol$ | 6): $W + 3 aQz + Ky = Prl$ |
| 2): $Chl + Prl + W = Sud + aQz$ | 7): $2 aQz + 5 mCtd = 4 And + Chl + W$ |
| 3): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$ | 8): $Ky = And$ |
| 4): $2 mCar = aQz + Sud$ | 9): $Ky = Si$ |
| 5): $Prl + W = 2 aQz + Kaol$ | 10): $Si = And$ |

Fig.4.50: Trayectoria P-T deducida para la formación carbonática de las unidades tipo Escalate. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isoplethas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

La *evolución retrógrada* de todas estas muestras implica la transformación de los minerales aluminosilicatados en micas de composición sódico-potásica. Estas micas son las principales constituyentes de la foliación principal que se genera en un episodio posterior al pico metamórfico. El crecimiento de micas a favor de estos minerales hace necesario asumir la presencia de un fluido intersticial en el sistema (cf. epígrafe 4.7).

El crecimiento generalizado de cookeita alterando a distena se produce con posterioridad al crecimiento de micas, ya que estos últimos minerales también pueden ser alterados por la cookeita. El crecimiento de cookeita a partir de reacciones iónicas se ve favorecido por una trayectoria de fuerte descenso térmico (cf. epígrafe 4.7). Este tipo de trayectoria podría explicar una de las texturas más comunes en los dominios lenticulares de estas rocas que es la transformación directa de distena en caolinita. Esta reacción supone la preservación de la distena de manera metaestable en el campo de estabilidad de la pirofilita, lo cual sería más fácilmente explicable si este campo ha sido atravesado por las rocas rápidamente. La caolinita transforma a todos los minerales previos de composición aluminosilicatada.

Uno de los minerales que puede condicionar fuertemente el trazado de la trayectoria retrógrada para esta roca es el aragonito. La preservación de aragonito aparentemente previo a la foliación principal implicaría que la evolución retrógrada de la roca habría permanecido en el campo de estabilidad del aragonito hasta la temperatura de 175 °C (Carlson y Rosenfeld, 1981; Gillet y Goffé, 1988). Sin embargo, el análisis textural detallado de la posición que ocupa el aragonito en las muestra T-873 proporciona las siguientes conclusiones:

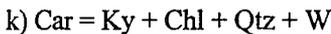
- a) Aunque el aragonito se presenta en segregaciones paralelas a la foliación principal, los cristales dentro de estas segregaciones están desorientados y no deformados (Foto 45).
- b) Estos cristales contienen usualmente maclas polisintéticas. Esta estructura es característica del aragonito crecido en condiciones supergénicas (Gillet y Goffé, 1988).
- c) Algunas de las segregaciones pueden pasar de ser paralelas a la foliación principal a ser completamente transversas a dicha estructura (Foto 74).
- d) En la misma muestra que contiene segregaciones paralelas a la foliación principal se observan otras que son claramente transversas. Estas últimas pueden ser encontradas en el núcleo de charnelas de pliegues de crenulación (eje N80E) con una disposición radial de los cristales.

Estas observaciones señalan que el aragonito crece después de la generación de la

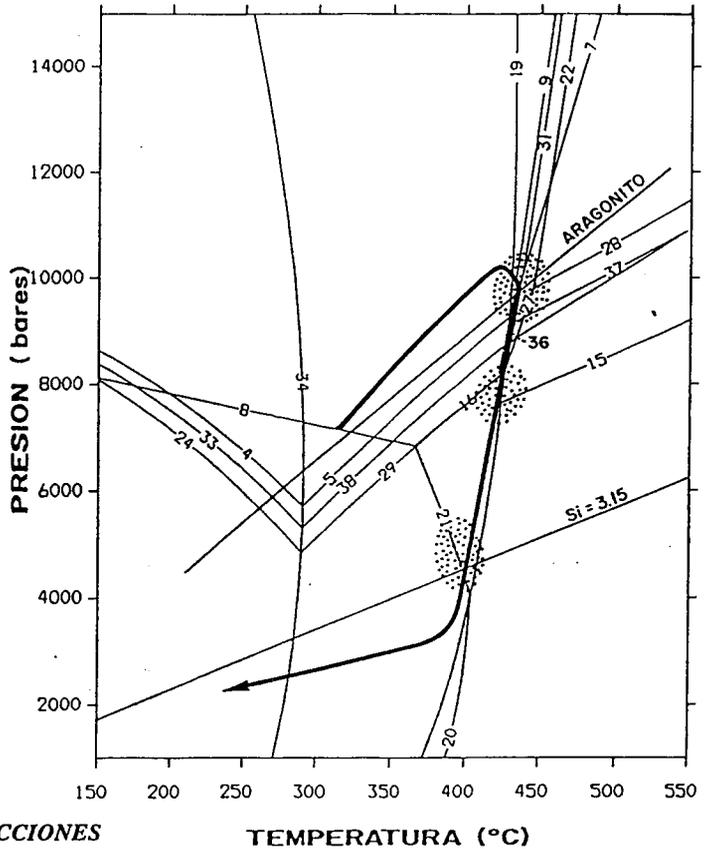
foliación principal, pudiendo estar relacionado con la fase de plegamiento Pcn o incluso ser más tardía. El crecimiento se produce a partir de fluidos que aprovechan los planos de foliación como canales de circulación. Las diferencias en las proporciones de algunos elementos traza (Sr, Pb, Ba) en función de la posición textural del aragonito pueden estar relacionadas con diversas generaciones dentro del mismo episodio de crecimiento. Por lo tanto, la presencia de este aragonito no condiciona la trayectoria retrógrada de la evolución metamórfica, ya que con toda probabilidad se produjo en condiciones metaestables en el campo de estabilidad de la calcita, como se evidencia claramente en la unidad de Herradura (Foto 72).

4.6.3. Unidades tipo Salobreña

En las filitas de unidades tipo Salobreña la característica fundamental es la presencia de distena incluso en los términos más altos de la Formación. Precisamente en los niveles calcoesquistosos de estos términos es donde aparecen las asociaciones de menor varianza. Las asociaciones más comunes poseen Mg-carfolita como una reliquia en el interior de segregaciones de cuarzo, que se desestabiliza a distena + clorita mediante la reacción k).



Este equilibrio representa el límite superior en temperatura del campo de estabilidad de la carfolita. La asociación de Mg-carfolita y distena ha sido descrita por primera vez en las metapelitas del Peloponeso, Grecia (Okrush, 1981; Okrush et al., 1984). La segunda vez que ha sido descrita esta asociación es en los materiales alpujárrides y más concretamente en la unidad de Salobreña (Azañón y Goffé, 1991; Azañón et al., 1992). Esta asociación había sido prevista teóricamente por Chopin y Schreyer (1983) como la transición entre las facies de esquistos azules y las facies eclogíticas. Recientes estudios de Vidal et al., (1992) confirman la importancia de este equilibrio en la determinación de las condiciones termobarométricas en metapelitas metamorfizadas a alta presión. Este autor deduce teóricamente que la asociación distena + clorita + carfolita + cuarzo únicamente es posible para composiciones de la carfolita superiores a $\text{XMg} = 0.7$. La Mg-carfolita coexistente con distena en las metapelitas alpujárrides evidencia una composición variable entre $\text{XMg} = 0.66$ y $\text{XMg} = 0.86$. Las fibras de carfolita (que tienen un tamaño mayor) pueden estar ocasionalmente zonadas, incrementándose su contenido en Mg de núcleo a borde. En un mismo cristal se pueden encontrar diferencias de 0.69 a 0.78 en la razón XMg de núcleo a borde. En los casos de cristales zonados se ha utilizado, para los cálculos termobarométricos, la composición de los bordes junto con la clorita en contacto con dichos bordes.



LISTA DE REACCIONES

TEMPERATURA (°C)

Las asociaciones de la izquierda son estables en:

el campo de valores más altos de la variable Y, o en

el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- 4): $2 W + aQz + 5 mCar = Chl + 4 kaol$
- 5): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$
- 7): $5 mCar = 6 W + 3 aQz + 4 Ky + Chl$
- 8): $2 mCar = aQz + sud$
- 9): $mCar = W + aQz + MCtd$
- 15): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$
- 16): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$
- 19): $Prl = W + 3 aQz + Ky$
- 20): $5 sud = 12 W + aQz + 8 Ky + 2 Chl$
- 21): $2 Chl + 8 Prl + 4 W = 5 sud + 23 aQz$
- 22): $mCar = W + aQz + MCtd$

- 24): $2 W + aQz + 5 mCar = Chl + 4 kaol$
- 27): $5 mCar = 6 W + 3 aQz + 4 Ky + Chl$
- 28): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$
- 29): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$
- 31): $mCar = W + aQz + MCtd$
- 33): $2 W + aQz + 5 mCar = Chl + 4 kaol$
- 34): $Prl + W = 2 aQz + kaol$
- 36): $5 mCar = 6 W + 3 aQz + 4 Ky + Chl$
- 37): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$
- 38): $9 aQz + 5 mCar = Chl + 4 Prl + 2 W$

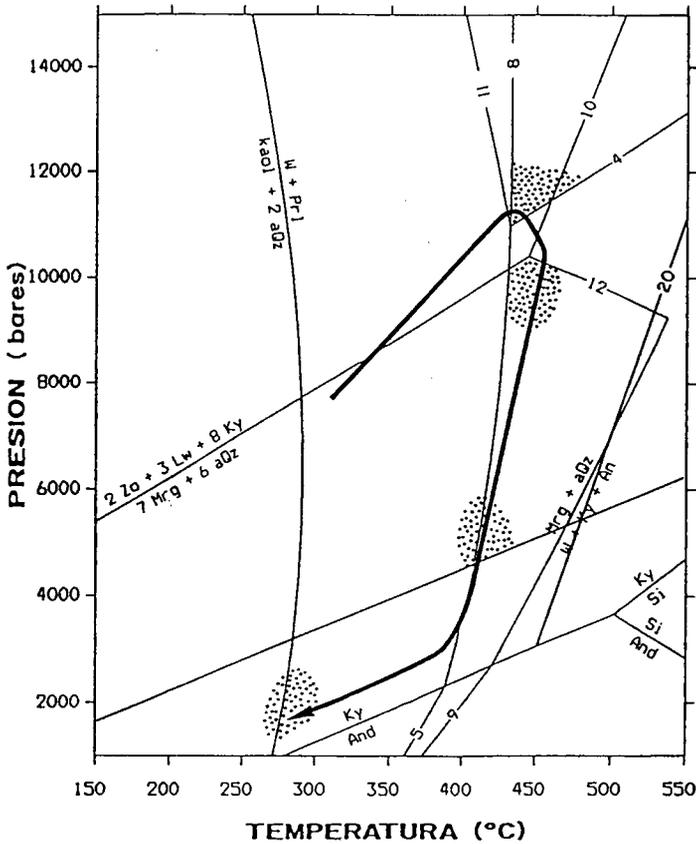
Fig. 4.51: Trayectoria P-T deducida para los términos superiores de la formación de filitas en las unidades tipo Salobreña. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

El cloritoide también suele aparecer en algunos niveles de la formación de filitas de unidades tipo Salobreña. La aparición de cloritoide se asocia normalmente con la desaparición de distena, aunque este mineral pueda ser fácilmente encontrado en el mismo afloramiento. Sin embargo, en determinadas muestras aparece la asociación car-ctd-chl-qtz-ky (ej. TV-267 y 921105-10). Esta asociación proporciona un punto invariante en el diagrama P-T para el sistema FMASH. Este punto estaría limitado por el cruce de las reacciones f), i) y k) para las muestras TV-267 y 921105-10. También el cruce de las reacciones f) y h) proporciona un punto invariante para las muestras CONJ-8 y TV-261D. Las condiciones P-T de estos cuatro puntos invariantes están entre 9.3-10.5 Kb para una temperatura entre 430 y 450 °C (Fig.4.51). Estas serían las condiciones del pico metamórfico en los niveles superiores de la formación de filitas de la unidad de Salobreña. Las condiciones P-T deducidas de las muestras con una mayor varianza indican valores mínimos en presión que están por debajo de los anteriormente expuestos.

En la unidad de Salobreña (meridiano de Almuñecar), la potencia de filitas permite observar la evolución en las asociaciones minerales hacia niveles inferiores de la Formación. Una de las observaciones más características es la progresiva desaparición de las reliquias de Mg-carfolita a medida que se desciende en la secuencia. La desaparición de este mineral va acompañada de un incremento en las cantidades modales de distena dentro de las segregaciones de cuarzo y con la aparición de micas de composición cálcica. El cloritoide del interior de las segregaciones de cuarzo tiende también a desaparecer, mientras que el cloritoide de los dominios peliculares (de composición más ferrosa) permanece, aunque alterado a margarita, hasta los primeros términos de los esquistos.

En las muestras SAL-61, 62, 56 la carfolita ha desaparecido completamente (aunque se observan pseudomorfos a escala mesoscópica), el cloritoide únicamente aparece como reliquias en el interior del cuarzo, la distena es la fase mayoritaria y aparecen por primera vez cristales idiomórficos de estaurolita. El análisis químico de esta estaurolita revela que es especialmente rica en Zn, llegando a contener más de un 8% en peso de este elemento. Se trata pues de una Zn-estaurolita cuyo campo de estabilidad no ha sido aún estimado experimentalmente.

Sin embargo, la aparición de estaurolita con concentraciones variables de Zn en diferentes rocas de los Alpes y las Béticas permite inferir el efecto que tiene la incorporación de este elemento en la estructura de la estaurolita. La Zn-estaurolita (término prácticamente puro) aparece en metasedimentos metamorfizadas en facies de esquistos verdes, de los Alpes occidentales, asociada con cloritoide-diásporo-distena-margarita-cookeita. Las condiciones P-T de esta asociación se estima en torno 430 °C/6 Kb (Sartori, 1988; Goffé, comunicación personal). Una estaurolita rica en Zn (ZnO=5.95-7.92 % peso) es conocida en las metapelitas metamorfizadas en facies eclogíticas del área centro-meridional de la ventana de Tauern (condiciones P-T entorno a 590 °C/19 Kb,



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|-------------------------------------|--|
| 1): Ky = And | 9): Mrg + aQz = W + An + And |
| 2): Si = And | 10): 4 Lw = 7 W + 2 Zo + aQz + Ky |
| 3): Ky = Si | 11): 3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl |
| 4): 2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W | 12): 3 W + 2 Zo + 5 Ky = 4 Mrg + 3 aQz |
| 5): Prl = W + 3 aQz + And | 13): 2 Zo + 3 Lw + 8 Ky = 7 Mrg + 6 aQz |
| 7): W + Prl = kaol + 2 aQz | 14): Mrg + aQz = W + Ky + An |
| 8): Prl = W + 3 aQz + Ky | 20): St + aQz + W = Ctd + Ky |

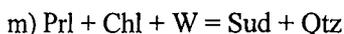
Fig.4.52: Trayectoria P-T deducida para los términos inferiores de la formación de filitas en las unidades tipo Salobreña. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

Spear y Franz, 1986). En las metabasitas de la unidad de Bédar-Macael (Complejo Nevado-Filábride) se ha reconocido una Zn-estaurolita próxima al miembro puro (ZnO puede superar el 13 % peso) para la cual se estiman unas condiciones P-T de crecimiento de 400-450 °C/2-3 Kb (Soto y Azañón, 1994; Soto y Muñoz, 1993).

Según lo anteriormente expuesto, se puede inferir que el campo de estabilidad de la estaurolita se incrementa hacia menores temperaturas cuando progresa la sustitución Fe por Zn. Por lo tanto, la presencia de estaurolita rica en Zn en las filitas del muro de la formación no indica necesariamente que se hayan alcanzado temperaturas superiores a 550 °C en esos niveles. Más bien al contrario, la ausencia de granate, biotita y el tamaño de grano de estas metapelitas sugieren que dichas rocas no han superado los 500 °C en ningún momento de la evolución metamórfica. Así, la temperatura estimada para el momento del crecimiento de Zn-estaurolita estaría entre 440°C y 480°C. La presión puede quedar delimitada por la reacción i), ya que el crecimiento de estaurolita es sincrónico con la desestabilización de cloritoide (XMg=0.4) en distena + clorita (XMg=0.73). Este equilibrio se sitúa para ese intervalo de temperaturas entre 11 y 11.5 Kb (Fig.4.52).

La formación de Zn-estaurolita, distena y clorita señala las condiciones del pico metamórfico de los niveles de transición entre la formación de filitas y los esquistos. Como se puede apreciar hay una diferencia de presión entre el techo y el muro de la formación que oscila entre 0.5 y 1 Kb. La temperatura también sería superior en el muro que en el techo de la formación (entre 20 y 40°C). Esta diferencia de presión y temperatura puede corresponderse con una potencia original que puede oscilar entre 1.5 y 3 Km para la formación de filitas (asumiendo densidades características de la corteza superior). El gradiente de este primer episodio metamórfico se estima entre 13-14 °C/Km, siendo por tanto, concordantes los datos de la diferencia térmica entre el techo y el muro de la formación, así como la potencia original estimada para esta formación.

En los niveles superiores de la formación de filitas pueden observarse reacciones de *transformación retrógrada* de las asociaciones que son estables en el pico metamórfico. Así, se reconoce la desestabilización de Mg-carfolita y/o cloritoide a pirofilita + clorita (ej. muestras TV-267; TV-261; TV-262). Esto implica que la trayectoria post-pico metamórfico para estas rocas pasa próxima al punto invariante car-ctd-prl-chl-qtz, resultante de la intersección de los equilibrios d), f) y g), situado a 8 Kb/410 °C (Fig.4.51). Por tanto, a partir del pico metamórfico se produce un descenso de presión asociado a un ligero descenso térmico. La transformación subsecuente de la asociación pirofilita + clorita en sudoíta, observada en la muestra TV-261, indica que la descompresión acompañada del descenso de la temperatura continúa hasta alcanzar el equilibrio m):



Este equilibrio se sobrepasa en el tramo comprendido entre 5 Kb/375°C y 4Kb/380 °C (Fig.4.51). Esta presión es la mínima requerida para la formación de la foliación principal, ya que el grado de fengitización de las micas que la constituyen es al menos de 3.15 (Massone y Schreyer, 1987).

Además de estos equilibrios químicos convencionales, las transformaciones más frecuentes observadas en todos los niveles de la formación de filitas son de carácter iónico. Estas reacciones, que serán discutidas en el epígrafe 4.7, requieren la participación de un fluido intersticial en un sistema cerrado a la escala de la muestra. Estos procesos implican el crecimiento de micas que en la parte superior de la formación de filitas se trata de términos de la solución sólida moscovita-paragonita mientras que en los niveles inferiores, aparecen, además, términos de la solución sólida margarita-paragonita. Como ya ha sido expuesto para la unidad de Escalate, una trayectoria P-T con una fuerte componente descompresiva favorece la transformación de las fases aluminosilicatadas (Mg-carfolita, cloritoide, distena, pirofilita) en estas micas.

En los *niveles inferiores*, la distena crece incluso después de la generación de S_p , lo cual implica que estas rocas permanecen durante gran parte de la trayectoria retrógrada en el campo de estabilidad de este mineral. El cloritoide más ferroso (X_{Mg} inferior a 0.25) no es transformado por la distena y se preserva en los dominios peliculares de la roca. La reacción m) para una composición del cloritoide de $X_{Mg}=0.25$ se sitúa entorno a los 5 Kb. Por lo tanto, las rocas del muro de la formación de filitas pueden permanecer en el campo de estabilidad de la distena hasta esa presión. Tras ese punto, se induce una disminución de temperatura asociada con la descompresión (Fig.4.52). Este cambio en la trayectoria implica rebasar el equilibrio h) y salir del campo de estabilidad de la distena.

Una trayectoria descompresiva con ligero descenso de temperatura favorece la transformación de distena en micas (cf. epígrafe 4.7). Las relaciones texturales sugieren que en primer lugar se produce un crecimiento de micas de composición moscovítica. De manera subsecuente, estas micas y la distena son reemplazadas por otras micas de composición sódico-cálcica. Aunque la moscovita y la margarita-paragonita pueden crecer sincrónicamente como lo reflejan las texturas concéntricas.

La distena, al igual que ocurre en los niveles inferiores de unidades tipo Escalate, atraviesa de manera metaestable el campo de estabilidad de la pirofilita sin que se produzca una transformación a este mineral, siendo alterada directamente por la caolinita. Una posible explicación a esta conservación metaestable de la distena, puede encontrarse en una alta velocidad de enfriamiento de las rocas durante este último tramo de la trayectoria (entre 350 y 375°C). El crecimiento de cookeita en favor de distena y/o micas previas se favorece durante este descenso térmico (cf. epígrafe 4.7).

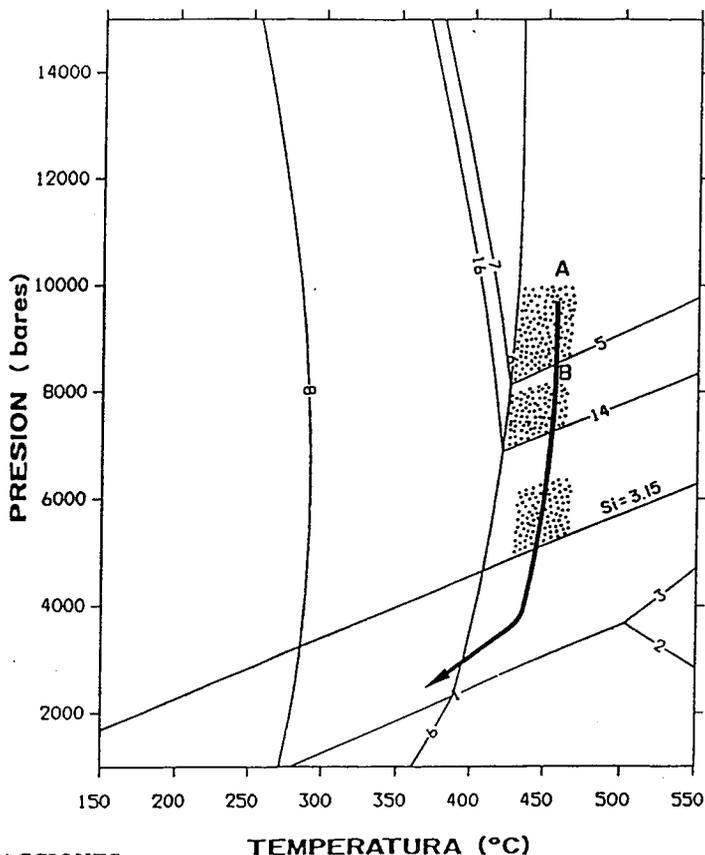
4.6.4. Unidades tipo Jubrique

En las unidades alpujárrides más altas, unidades tipo Jubrique (Adra, Jubrique), las asociaciones minerales encontradas en la formación de filitas carecen de carfolita, aunque es frecuente la presencia de abundantes pseudomorfos de este mineral en las segregaciones de cuarzo. Para la unidad de Jubrique, un dato adicional es la presencia de este mineral en las unidades de Federico (Rif) (Bouybaouene, 1993; Michard et al., 1993). Estas unidades son correlacionadas por posición estructural y características litológicas con las unidades de Benarrabá y Jubrique (sólo parcialmente) en la parte septentrional del orógeno Bético-Rifeño (Balanyá, 1991). Las unidades de Benarrabá han sido extensamente muestreadas, apreciando que las características metamórficas de la formación de filitas son similares a las de la unidad de Jubrique.

En la unidad de Adra (afloramiento de Los Yesos, muestras YES), la carfolita no se preserva estable, no obstante las estructuras fibrosas en las venas de cuarzo/calcita indican que este mineral pudo crecer en estas rocas. Actualmente en las segregaciones, la distena (en grandes cristales) es un mineral prácticamente ubicuo junto con el cloritoide. Estos dos minerales pueden ser observados también en los dominios micáceos aunque menos frecuentemente. La reacción i), que limita el campo de estabilidad del cloritoide, se evidencia en el interior de los dominios lenticulares de cuarzo.

El cloritoide presenta una composición de $XMg=0.3$, mientras que la clorita asociada tiene un $XMg=0.62$. Para estas composiciones la reacción i) interseca con la reacción h) (que limita el campo de estabilidad de la distena hacia menores temperaturas) en el punto 8 Kb/420°C del diagrama P-T (Fig.4.53). Estas condiciones son las mínimas sufridas por la formación de filitas de la unidad de Adra, aunque podrían no representar el pico bórico. Cloritoide de composición más ferrosa (hasta $XMg=0.23$), cuyo campo de estabilidad aumenta considerablemente, crece sincinemáticamente con la foliación principal.

En la parte superior de la formación de filitas de la unidad de Jubrique, las asociaciones encontradas en el interior de las venas contienen pirofilita, clorita y cristales aciculares extraordinariamente finos de allanita (pueden llegar a contener más del 20% de tierras raras) que también se han hallado en las unidades de Beni Mzala inferior y superior en el Rif (Bouybaouene, 1993). En los dominios peliculares ricos en Al puede aparecer ocasionalmente. La distena está ausente de estos niveles por lo que la temperatura no debió exceder de 400°C (reacción h). Sin embargo, en los términos intermedios de esta formación la distena aparece en el interior de las segregaciones de cuarzo asociada con



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|---|--|
| 1): $Ky = And$ | 10): $Ky = And$ |
| 2): $Si = And$ | 11): $Si = And$ |
| 3): $Ky = Si$ | 12): $Ky = Si$ |
| 4): $5 aQz + 5 MCtd = Chl + 3 Ky + Prl$ | 13): $5 aQz + 5 MCtd = Chl + 3 Ky + Prl$ |
| 5): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$ | 14): $2 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Ky + W$ |
| 6): $Prl = W + 3 aQz + And$ | 15): $Prl = W + 3 aQz + And$ |
| 7): $3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl$ | 16): $3 W + 14 aQz + 5 MCtd = Chl + 4 Prl$ |
| 8): $W + Prl = kaol + 2 aQz$ | 17): $W + Prl = kaol + 2 aQz$ |
| 9): $Prl = W + 3 aQz + Ky$ | 18): $Prl = W + 3 aQz + Ky$ |

Fig.4.53: Trayectoria P-T deducida para los términos inferiores de la formación de filitas en las unidades tipo Jubrique. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

clorita y relictos de cloritoide. El análisis químico de estas reliquias evidencia que la composición es ligeramente más magnesiana que en la unidad de Adra ($X_{Mg}=0.34$). La clorita asociada también es más magnesiana ($X_{Mg}=0.75$), lo cual sitúa la reacción i) a unas condiciones P-T de 7.5 Kb/420 °C (Fig.4.53). Al igual que lo expuesto para la unidad de Adra, estas condiciones pueden no representar el pico bórico. No obstante, las relaciones texturales muestran que el crecimiento de esta asociación se produce tras el desarrollo de la foliación principal de la unidad. La distena es posteriormente alterada por micas fengíticas, margarita y pirofilita.

4.7. IMPORTANCIA DE LOS FLUIDOS EN LA EVOLUCIÓN RETRÓGRADA DEL METAMORFISMO

La observación de texturas de reemplazamiento entre minerales que poseen distintos componentes químicos es frecuente en las muestras pertenecientes a la formación de filitas. Esta evidencia, aunque esté generalizada a cualquier tipo de dominio dentro de la roca, es más abundante en las segregaciones sinfoliares de cuarzo. Las texturas muestran reacciones que no pueden ser balanceadas en términos de componentes sólidos o fluidos convencionales y requieren la participación de especies iónicas tales como: K^+ , H^+ , Na^+ , Si^+ , Ca^{++} , por lo que reciben el nombre de reacciones iónicas. Estos mecanismos reaccionales entre minerales y solución son bien conocidos en los sistemas hidrotermales. En estos procesos un fluido de composición generalmente en desequilibrio con la roca encajante impone valores a los potenciales químicos de componentes que no siempre existían previamente en el sistema. El equilibrio fluido-roca se expresa entonces por la disolución de minerales en desequilibrio (pasando los iones que los constituyen a la solución) y la cristalización de nuevas fases que atrapan los elementos no existentes en la roca. (Thompson, 1957, 1959; Burnham, 1959; Korzhinskii, 1951; Thompson, 1970).

En el caso de minerales como la cookeita, diversos autores han discutido la hipótesis de que su formación en metapelitas de bajo grado, sometidas a un metamorfismo de AP, podría haber sido inducido (como en medios pegmatíticos e hidrotermales), por la circulación de una solución hidrotermal rica en Li de origen desconocido, durante una etapa tardía de la historia metamórfica (Vrublenskaja et al., 1975; Loughnan y Steegles, 1976; Theye, 1988). Esta hipótesis puede ser adecuada para la cookeita asociada a venas de cuarzo tardías (Goffé, 1977; 1980; 1982; Theye, 1988). Sin embargo, aunque en las unidades alpujárrides la aparición de este mineral se limita al entorno de segregaciones de cuarzo, estas son sinfoliares y están afectadas por todas las fases de deformación. Por otra parte, la cookeita ha sido identificada en las metapelitas de AP-BT de todas las cadenas alpinas perimediterráneas (Goffé et al., en prensa). Además en la cordillera Bético-Rifeña, este mineral aparece en las metapelitas Permo-Triásicas de unidades situadas en la vertical

en diferentes posiciones tectónicas desde la Sierra Alhamilla (Goffé et al., 1991) hasta las unidades de Federico en el Rif (Michard et al., 1993; Bouybaoune, 1993), pasando por las unidades del sector central (Azañón y Goffé, 1991). Un metasomatismo regional independiente de la posición estructural, o de la composición química original de la roca total no parece razonable para un área de estas dimensiones.

En las metapelitas de dominios metamórficos no existen evidencias de transferencia de materia a grandes distancias, aunque bien pudieran darse localmente. Sin embargo, los fluidos circundantes en este caso poseen composiciones en equilibrio con las de la roca encajante. Los análisis de inclusiones fluidas muestran que en los minerales de las segregaciones, los fluidos tienen la misma composición que los de la roca encajante (Durvey, 1972; 1974). Los datos isotópicos indican que los isótopos estables del oxígeno se reparten de manera homogénea entre las venas sinmetamórficas y la roca (Burkhard y Kerrich, 1988). Por tanto, los fluidos tendrían un origen exclusivo en las reacciones metamórficas de deshidratación durante la evolución progradada (Norris y Henley, 1976; Yardley, 1979; Fisher, 1978; Valley y O'Neil, 1981; Walther y Orville, 1982; Walther y Wood, 1984; Yardley, 1986) y consecuentemente estarían equilibrados con la roca encajante. En este caso, al contrario que en los procesos metasomáticos, las mineralizaciones de las venas deben ser explicadas por una transferencia de materia desde la roca a través de un fluido que haría de vehículo transmisor, sin que esto implique una migración a gran distancia.

Esta hipótesis ha sido testada en varios estudios experimentales (Goffé et al., 1987; Goffé y Vidal, 1992). Estos autores han puesto de manifiesto que los cambios producidos en una cápsula de experimentación ante variaciones de P y T, se explican por intercambio de elementos entre las fases sólidas y la solución fluida circundante. Los cálculos teóricos predicen que en un sistema natural cerrado se requiere una gran cantidad de agua (razones agua/roca que pueden alcanzar los 150, Yardley, 1986) para transformar una pequeña cantidad de un mineral en otro como consecuencia de variaciones de P y T. Sin embargo, esta observación es extremadamente frecuente en sistemas metamórficos naturales. Esto ha llevado a diversos petrólogos a imaginar el paso de enormes volúmenes de agua a través de las rocas (Ferry, 1983; 1986; Rumble et al., 1982; Yardley y Baltatzis, 1985), en algunos casos aludiendo a mecanismos que reducen la relación agua/roca, como la existencia de pequeñas células de convección (Wood y Walther, 1986; Etheridge et al., 1983) o la generación de complejos químicos en algunas soluciones acuosas (Goffé et al., 1987) que facilitarían la transmisión de las especies iónicas.

En el caso de las unidades alpujárrides, los minerales más usualmente reemplazados suelen ser aluminosilicatos (distena, en la formación de filitas y andalucita en los esquistos) u otros minerales de composición aluminica pertenecientes al sistema FMASH (Mg-carfolita, cloritoide, estauroлита). Los minerales reemplazantes pertenecen a

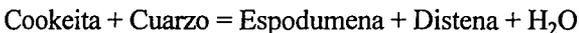
los sistemas LASH y NCKMASH. En el primer caso se trata de la cookeita (cf. epígrafe 4.3), y en el segundo caso pueden ser micas (moscovita, paragonita, margarita) o plagioclasas de composición albitica.

4.7.1. Sistema LASH

En los dominios metamórficos, la cookeita cristaliza durante la parte progradada de la historia metamórfica, probablemente a expensas de esmectitas ricas en Li (ej. Hectorita) (Goffé, 1982) ó saliotita (Goffé et al., 1991; Goffé et al., 1996; cf. epígrafe 4.4). La saliotita se ha propuesto como el precursor de la cookeita en condiciones de alta presión (Goffé et al., 1991; Goffé et al., 1996). Trabajos recientes ponen de manifiesto, mediante técnicas de TEM, que el grado de ordenamiento en la estructura de la cookeita es función de las condiciones P-T de cristalización (Jullien, 1992; Jullien y Goffé, 1993). En la cookeita, asociada con saliotita en muestras procedentes de materiales alpujárrides (unidades de la Sierra Alhamilla), se ha observado la estructura más ordenada de todas las estudiadas por el autor (en el estudio se incluyen cookeitas de ambientes hidrotermales, metamórficos de baja presión y metamórficos de alta presión; Jullien, 1992). Este hecho es interpretado por este autor como un dato que confirma el crecimiento de cookeita bajo condiciones de AP-BT. A pesar de estos datos, que tienden a confirmar que el primer crecimiento de este mineral se produce durante la etapa progradada, las evidencias texturales muestran que la mayor parte de la cookeita actualmente discernible en la roca se produce a partir de distena, Mg-carfolita y micas (Fotos 42, 43, 44, 63). Este tipo de transformaciones también han sido descritas en los Alpes (unidad de Barrhorn) (Goffé, 1982; Sartori, 1988; Vidal, 1991).

4.7.2. Relaciones entre la cristalización de cookeita y las condiciones P-T

Teniendo en cuenta la parrilla petrogenética del sistema LFMASH (Fig.4.54, tomada de Vidal y Goffé, 1991 y Vidal et al.,1992), se observa que la cookeita posee un amplio campo de estabilidad. La única reacción que relaciona a los minerales de la asociación cookeita+distena+cuarzo es la siguiente:



Sin embargo, la espodumena está ausente de la asociación en este caso. Además, las texturas evidencian que en la formación de la cookeita se produce un consumo de cuarzo, al contrario de lo que predice la reacción anteriormente expuesta. Estas texturas sugieren que las relaciones de fases de la cookeita podrían ser controladas por procesos de intercambio de Li entre las fases sólidas y el fluido circundante en respuesta a variaciones en las condiciones P-T, probablemente durante la evolución retrógrada del metamorfismo. Un razonamiento similar ha sido utilizado por Jamieson y O'Beirne-Ryan (1991) para explicar la formación (inducida por la descompresión) de porfidoblastos de albita en el grupo de la "Fleur de Lys".

En este caso, y al contrario que con la hipótesis de un origen hidrotermal del Li, se asume que este elemento ya estaba presente en el protolito sedimentario (Goffé, 1982; Goffé y Vidal, 1992). Consecuentemente, la concentración de Li de las metapelitas alpujárrides podría permanecer aproximadamente constante durante el metamorfismo. A la escala métrica, se asume que el sistema roca+fluido está cerrado, esto significaría que las reacciones de intercambio de elementos que se producen en respuesta a las variaciones de condiciones P-T pueden alterar las cantidades molares de los elementos presentes. El volumen de fluido en equilibrio con la roca encajante ha sido abordado por diferentes modelos. Aunque se escapa a los propósitos de este trabajo el discutir con detalle la aplicabilidad de estos modelos sobre la base de las observaciones de campo, sin embargo, puede argumentarse que las numerosas segregaciones y venas mineralizadas evidencian que la fase fluida no está enteramente confinada a los espacios en los poros de la roca (Walther y Orville, 1982; Walther y Wood, 1984, 1986; Yardley, 1986; Goffé et al., 1987; Theye et al., 1992).

En un sistema químicamente aislado (roca + fluido), las relaciones de fase de la cookeita están realmente ligadas a variaciones en las condiciones P-T, y podrían ser usadas como indicadores de la pauta en la evolución del metamorfismo. Un buen ejemplo lo suministra la asociación cookeita + distena/kaolinita \pm mica \pm cuarzo que ha sido encontrada, tanto en las unidades tipo Salobreña, como en los niveles más bajos de la formación de filitas de unidades tipo Escalate. La figura 4.55 refleja las relaciones entre la composición del fluido y equilibrios minerales en términos de las relaciones de actividades Li^+/H^+ en un fluido que coexiste con la asociación distena/caolinita + cookeita + cuarzo como una función de la temperatura a 5 y 10 Kb. La pirofilita se ha omitido de este diagrama, ya que no ha sido nunca observada con cookeita y distena. Por otra parte, el reemplazamiento directo de distena por caolinita sugiere que este primer mineral permanece metaestablemente en el campo de estabilidad de la pirofilita. La figura 4.55 ha sido calculada usando en programa PTAX (Brown et al., 1988) considerando una $a_{\text{H}_2\text{O}}=1$ y asumiendo que los solutos son especies iónicas. La base de datos termodinámicos de estas especies ha sido tomada de Helgeson et al., (1981), cuarzo y distena (Berman, 1988),

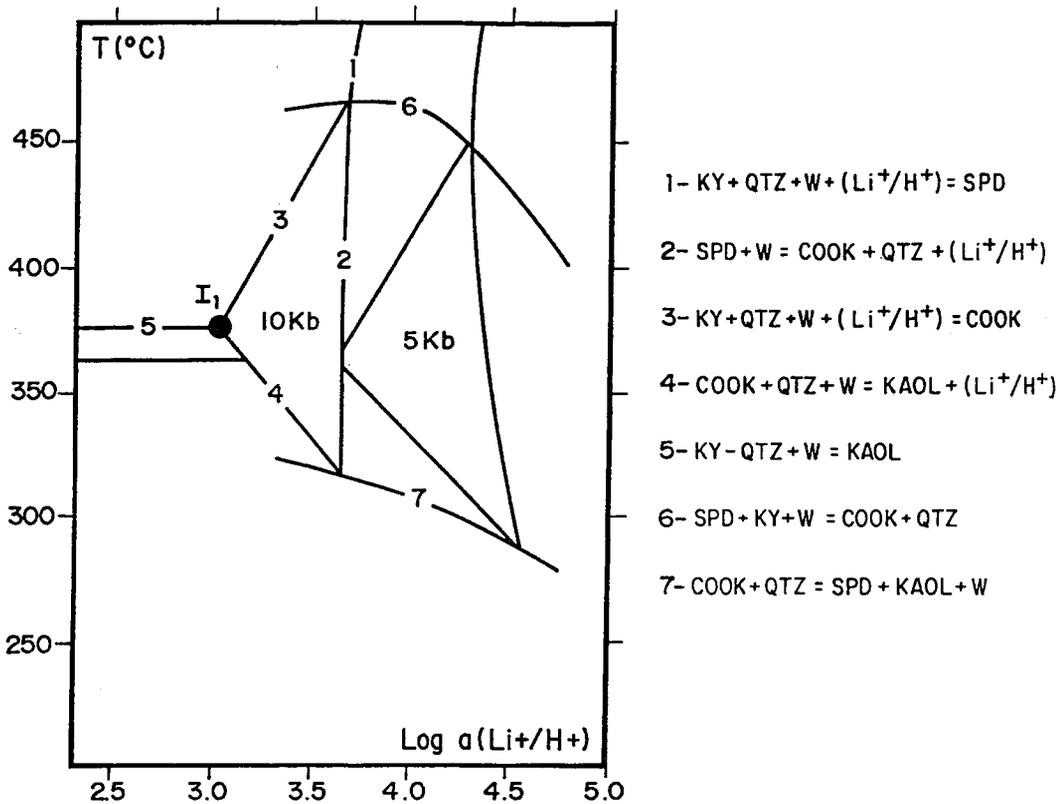


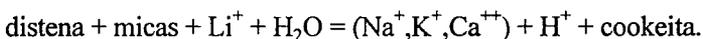
Fig.4.55: Diagrama $\text{Log } a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ -Temperatura en el sistema LASH para una presión de 10 y 5 Kb. En el diagrama se considera la ausencia de pirofilita en la asociación, de manera que la distena es metaestable hasta su transformación en caolinita. Se aprecia que un descenso de temperatura favorece la transformación de distena + cuarzo en cookeita (reacción 3). Esta reacción es operativa mientras existe distena en la roca, aunque a temperaturas inferiores a 350°C, la distena tiende a transformarse en caolinita. Un descenso de presión produciría el aumento del $\text{Log } a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ en el fluido a consecuencia de la disolución de cookeita a expensas de distena. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

cookeita (Vidal y Goffé, 1991). Debe enfatizarse que aunque el efecto de la presión sobre la solubilidad de los minerales no es negligible (Ragnarsdottir y Walther, 1984), no existen datos termodinámicos bien calibrados de las especies iónicas para condiciones de alta presión. Además, la situación de las curvas de equilibrio de la figura 4.55 ha sido calculada asumiendo que la fase fluida es agua pura. En soluciones electrolíticas reales, la presencia de componentes adicionales puede cambiar sensiblemente la solubilidad de los minerales considerados, debido entre otros procesos, a la formación de complejos silicatados (Anderson y Burnham, 1967; 1983; Seward, 1974; Walther, 1986). Consecuentemente, sólo los valores relativos, es decir, el patrón de evolución reflejado en la figura 4.55 puede ser considerado como correcto.

Para mantener un equilibrio entre la solución coexistente con la asociación cookeita, distena y cuarzo, la relación Li^+/H^+ aumenta en el fluido cuando se produce un descenso de la presión. Asumiendo que el fluido es agua pura, el $\log a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ se incrementa desde 3.4 a 3.9 entre 10 y 5 Kilobares a 450°C. Durante la descompresión, el incremento de la concentración de Li en el fluido es atribuible a la disolución de cookeita. De la misma manera, durante un incremento isobárico de la temperatura, la relación Li^+/H^+ en el fluido, amortiguada por la asociación cookeita+distena+cuarzo, también se incrementa. En este caso, las variaciones de la $a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ están directamente relacionadas con las concentraciones de Li en la fase fluida, ya que el pH varía en el mismo sentido que la temperatura. Consecuentemente, durante un descenso de la temperatura, la cookeita crece a expensas de la asociación distena+cuarzo hasta el punto invariante I_1 (Fig. 4.55), donde la distena se desestabiliza en caolinita. Como conclusión, se puede establecer que los efectos de las variaciones de presión y temperatura son opuestos: el reemplazamiento de distena por cookeita se favorece por un descenso de temperatura o un incremento de presión. El estudio de detalle de las relaciones texturales en lámina delgada entre ambos minerales puede suministrar información acerca del cambio en las variables externas que han influido en este reemplazamiento.

En las muestras alpujárrides la distena puede ser reemplazada por cookeita o por micas (solución sólida entre paragonita, moscovita y margarita) (Fotos 42, 43, 44, 60, 61). La cookeita crece tanto en el interior de cristales de distena como en los límites entre cristales de distena y el cuarzo que la engloba. En este último caso, las texturas muestran que la cookeita crece a expensas de ambos minerales, distena y cuarzo, no existiendo ninguna reacción convencional del sistema LASH que explique esta evidencia. La formación de cookeita tanto en los núcleos como en los bordes de distena se produce en el mismo episodio, pero probablemente mediante reacciones diferentes:

1) Sin cuarzo libre (en el centro de los cristales de distena):



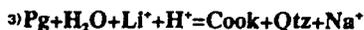
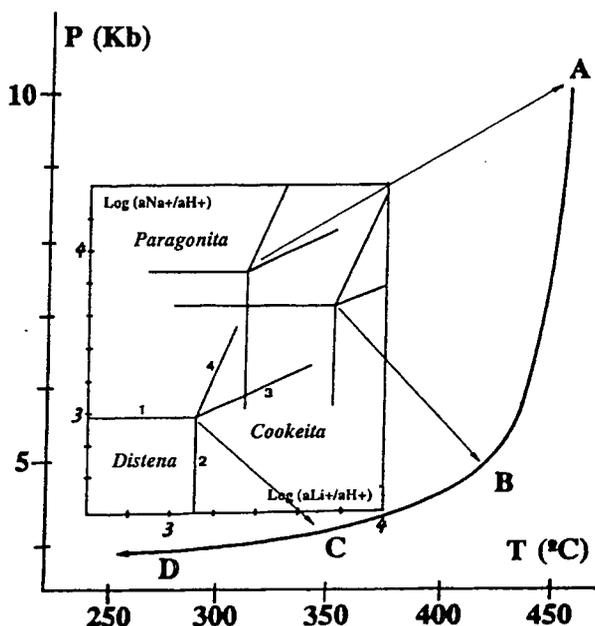
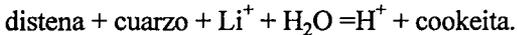
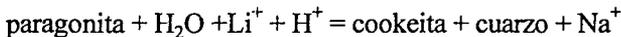


Fig.4.56: Diagrama P-T en el que se introduce la trayectoria inferida para los términos inferiores de la formación de filitas. Para las condiciones P-T de los puntos A, B y C se ha calculado un diagrama $\text{Log } a(\text{Li}^+/\text{H}^+) - \text{Log } a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ dentro del sistema LNASH. Nótese que un descenso de presión aumenta el campo de estabilidad de paragonita con respecto a distena y disminuye el campo de estabilidad de cookeita con respecto a distena. Un descenso de temperatura aumenta considerablemente el campo de estabilidad de cookeita con respecto a distena (disminuye el $\text{Log } a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ en el fluido). Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988) y Vidal y Goffé, (1991). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

2) En presencia de cuarzo, en los límites de cristales de distena:



La transformación de micas (que a su vez reemplazan a distena) por parte de cookeita es también usualmente observada en lámina delgada (Foto 43). Estos procesos se producen con posterioridad al pico metamórfico, durante la evolución retrógrada del metamorfismo. Las relaciones texturales muestran que el reemplazamiento de distena por micas es previo a la transformación de cualquiera de estos dos minerales por la cookeita. La figura 4.56 muestra las variaciones composicionales de la fase fluida, en términos de $a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ y $a(\text{Li}^+/\text{H}^+)$ para diferentes condiciones de presión y temperatura. Según se aprecia en la figura, la alteración de distena por paragonita (es similar para el caso de moscovita y margarita como se verá más adelante) puede ser relacionada con una etapa de tendencia descompresiva acompañada de un ligero descenso de temperatura (Fig. 4.56). Las reacciones 2 y 4 (Fig.4.56) sufren un desplazamiento hacia la derecha (incremento en la $(a\text{Li}^+/a\text{H}^+)$) cuando se desciende desde 10 a 5 Kb, indicando que el campo de estabilidad de la distena se incrementa con este descenso de presión. Por lo tanto, la transformación de distena en cookeita, únicamente podría proceder más tarde, en respuesta a un descenso casi isobárico de la temperatura (Fig.4.56). En las asociaciones sin cuarzo libre, el reemplazamiento de paragonita (y demás micas) por cookeita, indica también un descenso de temperatura a presión constante siguiendo la reacción 3 (Fig.4.56):



En la última etapa de la historia retrógrada se produciría el reemplazamiento de cookeita, distena, y mica por caolinita de acuerdo con la reacción 4 (Fig.4.55):



Esta reacción está favorecida tanto por un descenso de presión como por un descenso de temperatura (Fig.4.55), ya que con ambos patrones de variación se observa un incremento de $(a\text{Li}^+/a\text{H}^+)$ en el fluido debido a la disolución de cookeita.

4.7.3. Sistema NCKMASH

Del mismo modo que en el sistema LASH, hay minerales pertenecientes al sistema NCKMASH que crecen a partir de fases previas que no incluyen determinados componentes como son el Na, Ca y el K. Estos minerales suelen ser micas y feldspatos de composición albitica que reemplazan a fases ricas en Al como distena, pirofilita,

cloritoide y Mg-carfolita. Estas transformaciones a pesar de ser suficientemente comunes, no son usualmente utilizadas para discernir parámetros de la evolución metamórfica. Una de las razones que justifican este hecho es el alto número de variables que son requeridas al hacerse necesaria la implicación de un fluido que aportaría los componentes necesarios pero cuya composición global se desconoce. Si este fluido proviene del exterior del sistema, se trataría de un proceso metasomático en el cual, es difícil inferir cualquier tipo de relación con la evolución metamórfica. Este proceso puede funcionar en algunos casos, afectando a una litología concreta (ej. metabasitas), pero no parece razonable asumir esta explicación para un episodio de cristalización que afecta a las rocas de la sucesión alpujárride independientemente de la unidad, Formación, posición estratigráfica, estructural o composición global original.

Si se asume un sistema cerrado, un análisis cualitativo similar al efectuado para el sistema LASH puede ser realizado en el sistema NCKMASH. En el sistema debe existir una solución intergranular que funciona como medio de intercambio de elementos entre las fases en respuesta a variaciones en los parámetros externos al sistema (P y T). Un análisis semejante ha sido efectuado por Jamieson y O'Beirne-Ryan (1991), para el crecimiento de porfidoblastos de albita en el Complejo de "Fleur de Lys". Los mayores problemas para este autor son similares a los expuestos en el caso del sistema LASH: la ausencia de una base de datos termodinámicos para los solutos de la fase fluida que este bien calibrada para presiones superiores a 5 Kbar.

Para el caso de los materiales alpujárrides, la transformación de minerales aluminosilicatados por micas y albita puede ser correlacionada con tendencias en la variación de las condiciones P y T.

4.7.4. Crecimiento de micas durante la evolución metamórfica

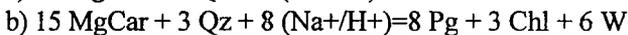
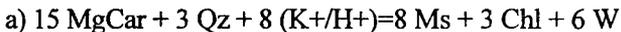
Las observaciones realizadas por Jamieson y O'Beirne-Ryan, (1991) en metapelitas y semipelitas del Complejo de la "Fleur de Lys" ponen de manifiesto que el crecimiento de albita, a partir de micas sódicas, se favorece durante una evolución metamórfica descompresiva. Estos autores utilizan las mismas asunciones empleadas anteriormente para el sistema LASH y observan que la estabilidad de la albita se incrementa relativamente cuando se pasa de 9 Kb/500°C a 6Kb/500°C, reduciéndose la cantidad de Na^+ en el fluido.

Sin embargo, en los materiales alpujárrides este tipo de reacción ha sido observada sólo excepcionalmente. Las reacciones más frecuentes que implican micas son las de transformación de minerales aluminosilicatados (distena, cloritoide, carfolita). Es

importante insistir en el carácter cualitativo de los resultados, teniendo en cuenta la inexistencia de datos termodinámicos (para las especies iónicas del fluido) bien calibrados para condiciones de alta presión. La base de datos utilizada para estas especies es la de Helgeson et al. (1981) y para el resto de los minerales se ha usado la base de Berman (1988) a excepción de la carfolita, para la cual se ha usado la base termodinámica de Vidal et al. (1992). Asumiendo que un sistema cerrado posee inicialmente todas las fases minerales, el crecimiento de unas a expensas de otras, implicando una transferencia de iones como Fe, Mg, Si, Al, Na, K y Ca debe estar controlado exclusivamente por el cambio en las condiciones termobarométricas en el tiempo.

Estos procesos de transferencia de masas en respuesta a variaciones de P y T dentro de un sistema cerrado, han sido experimentalmente demostrados para el caso de Si, Al y Mg (Goffé et al., 1987). El mismo tipo de experimento ha sido realizado por Goffé y Vidal, (1992) para el sistema NMASH. Estos investigadores han utilizado una pequeña cápsula (2 cm de largo por 35 mm de diámetro) parcialmente abierta en la que han introducido una mezcla de pirofilita, paragonita y cuarzo. Esta cápsula se ha incluido en un tubo mayor perfectamente cerrado con agua en su interior. El incremento de presión y la disminución de temperatura favorecen el crecimiento de pirofilita, mientras que el descenso de presión asociado a un incremento de temperatura favorece el crecimiento de paragonita.

Del mismo modo, la desestabilización de Mg-carfolita en paragonita y moscovita puede ser modelizada (utilizando el programa GEOCALC de Brown et al., 1988). La figura 4.57 muestra que la transformación $Car + Qz = Ms + Chl$ tan usualmente observada en las láminas delgadas de las filitas alpujárrides, puede explicarse mediante las siguientes reacciones en las que se produce una transferencia de K y Na entre las micas y un fluido intersticial:



La transformación de MgCar en micas se favorece fuertemente si se produce un descenso de presión (Fig. 4.57). De este modo, si se desciende desde 9 Kb/350°C (Fig.4.57A) a 5 Kb/350°C (Fig 4.57B) el campo de estabilidad de la carfolita en el diagrama $a(Na+/H+) - a(K+/H+)$ se reduce a expensas de las reacciones a y b. Un incremento de temperatura, aunque en menor grado, también favorece la disolución de Mg-carfolita en favor de moscovita y paragonita (Fig.4.57C). Por lo tanto, la transformación de Mg-carfolita en mica se vería activada durante una trayectoria de descompresión isotérmica o con un ligero incremento de temperatura.

Una textura observada en algunas muestras es la transformación de micas, que a su

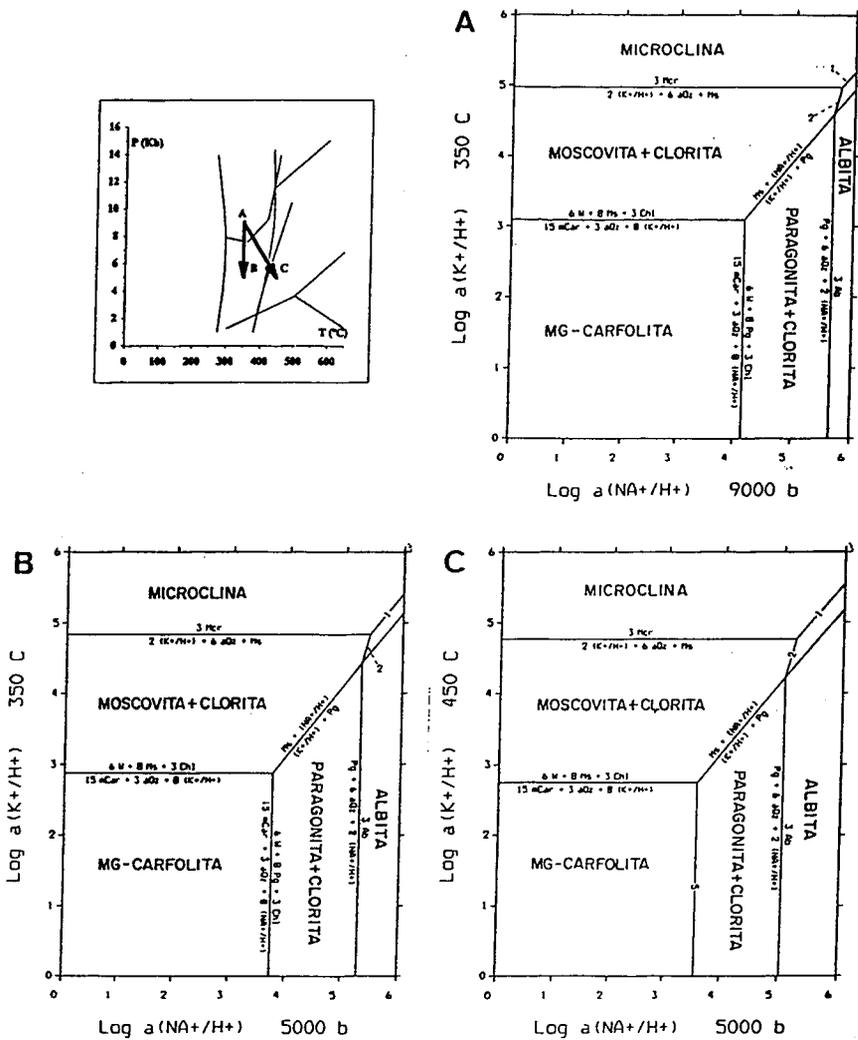
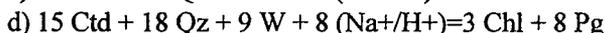
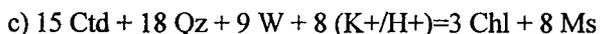


Fig. 4.57: Diagramas $\text{Log}(a\text{Na}^+/\text{H}^+) - \text{Log}(a\text{K}^+/\text{H}^+)$ para diferentes condiciones P-T. Se consideran las siguientes fases minerales del sistema NKMSH: Mg-Carfolita, Clorita, Cuarzo, Moscovita, Paragonita, Albita, Microclina y un fluido intersticial. Nótese que el campo de estabilidad de la carfolita disminuye a expensas de las asociaciones paragonita + clorita y moscovita + clorita, cuando se produce un descenso de presión independientemente de la temperatura. Sin embargo, un incremento de temperatura disminuye aún más dicho campo. **Reacción 1:** $Mcr + (Na^+/H^+) = (K^+/H^+) + Ab$; **Reacción 2:** $Ms + 6 aQz + 3 (Na^+/H^+) = (K^+/H^+) + 3 Ab$. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

vez transforman fibras de carfolita, en albita (Foto 53). En la figura 4.57 se puede observar que el campo de estabilidad de la albita, cuando se descende la presión, aumenta a expensas de paragonita tal y como observan Jamieson y O'Beirne-Ryan, (1991).

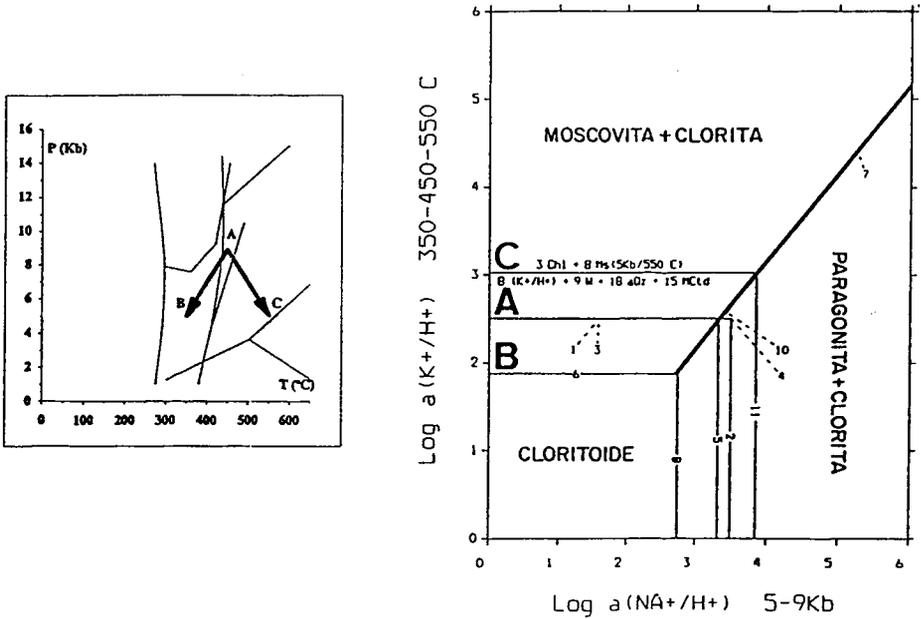
La transformación de cloritoide en micas sigue un patrón diferente al marcado por la Mg-carfolita (Fig. 4.58). Un descenso isotérmico de presión (de 9Kb/450°C a 5Kb/450°C) favorece la transformación de cloritoide en clorita + paragonita según la reacción c), aunque no modifica la posición de la reacción d) en el diagrama $a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ - $a(\text{K}^+/\text{H}^+)$ (A en la Fig.4.58).



Sin embargo, un descenso de temperatura (e.g de 5Kb/450°C A en Fig.4.58 a 5Kb/350°C B en Fig. 4.58) activa fuertemente la transformación de cloritoide en paragonita, moscovita y clorita, ya que disminuye drásticamente el campo de estabilidad de este mineral en el diagrama $a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ - $a(\text{K}^+/\text{H}^+)$ (Fig. 4.58). Obsérvese en esta figura como el efecto contrario (un incremento de temperatura isobárico), aumenta el campo de estabilidad del cloritoide a expensas de paragonita y moscovita (de A a C en la Fig. 4.58).

Estas reacciones implican el consumo de cuarzo y la generación de clorita asociada a las micas. Las texturas comúnmente observadas en lámina delgada reflejan transformaciones, como las expuestas, involucrando a estos minerales.

La alteración de distena por micas de composición sódico-potásica es usualmente observada en las muestras que contienen este mineral. En los niveles inferiores de la formación de filitas en la unidad de Salobreña, además de esta transformación se observa la presencia de micas de composición sódico-cálcica que pseudomorfizan a la distena. Las evidencias texturales reflejan que esta última pseudomorfosis se produce tras la transformación de distena en moscovita (Foto 76). Si se admiten las mismas asunciones que para el caso de la carfolita y el cloritoide, estas transformaciones aloquímicas pueden ser explicadas mediante reacciones iónicas en respuesta a cambios en las variables intensivas. La figura 4.59 refleja las relaciones entre la $a(\text{Na}^+)$ y la $a(\text{K}^+)$ en un fluido intersticial dentro de un sistema que contenga las siguientes fases: distena, cuarzo, moscovita, paragonita. El diagrama se ha calculado para tres pares de condiciones P-T: 9 Kb/450°C, 5 Kb/350°C y 5 Kb/550°C con la intención de modelizar los cambios ocurridos en el sistema cuando se produce una descompresión con incremento de temperatura y cuando esta descompresión va acompañada de un descenso térmico. Los resultados reflejan que si la descompresión se produce con un incremento de temperatura, la transformación de distena + cuarzo en moscovita y/o paragonita no se favorece en absoluto. Mientras que si la descompresión conlleva asociado un descenso térmico



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:

el campo de valores más altos de la variable Y, o en

el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- 1): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Ms} (9\text{Kb}/450^\circ\text{C}) = 8 (\text{K}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 2): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Pg} (9\text{Kb}/450^\circ\text{C}) = 8 (\text{NA}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 3): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Ms} (5\text{Kb}/450^\circ\text{C}) = 8 (\text{K}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 4): $\text{Ms} + (\text{NA}^+/\text{H}^+) = (\text{K}^+/\text{H}^+) + \text{Pg}$
- 5): $8 (\text{NA}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd} = 3 \text{ Chl} + 8 \text{ Pg} (5\text{Kb}/450^\circ\text{C})$
- 6): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Ms} (5\text{Kb}/350^\circ\text{C}) = 8 (\text{K}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 7): $\text{Ms} + (\text{NA}^+/\text{H}^+) = (\text{K}^+/\text{H}^+) + \text{Pg}$
- 8): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Pg} (5\text{Kb}/350^\circ\text{C}) = 8 (\text{NA}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 9): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Ms} (5\text{Kb}/550^\circ\text{C}) = 8 (\text{K}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$
- 10): $\text{Ms} + (\text{NA}^+/\text{H}^+) = (\text{K}^+/\text{H}^+) + \text{Pg}$
- 11): $3 \text{ Chl} + 8 \text{ Pg} (5\text{Kb}/550^\circ\text{C}) = 8 (\text{NA}^+/\text{H}^+) + 9 \text{ W} + 18 \text{ aQz} + 15 \text{ MCtd}$

Fig. 4.58: Diagrama Log (aNa+/H+) - Log (aK+/H+) para diferentes condiciones P-T. Se consideran las siguientes fases minerales del sistema NKMASH: Cloritoide, Clorita, Cuarzo, Moscovita, Paragonita y un fluido intersticial. Nótese que el campo de estabilidad del cloritoide disminuye a expensas de las asociaciones paragonita + clorita y moscovita + clorita, cuando se produce un descenso de presión acompañado de un descenso de temperatura. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

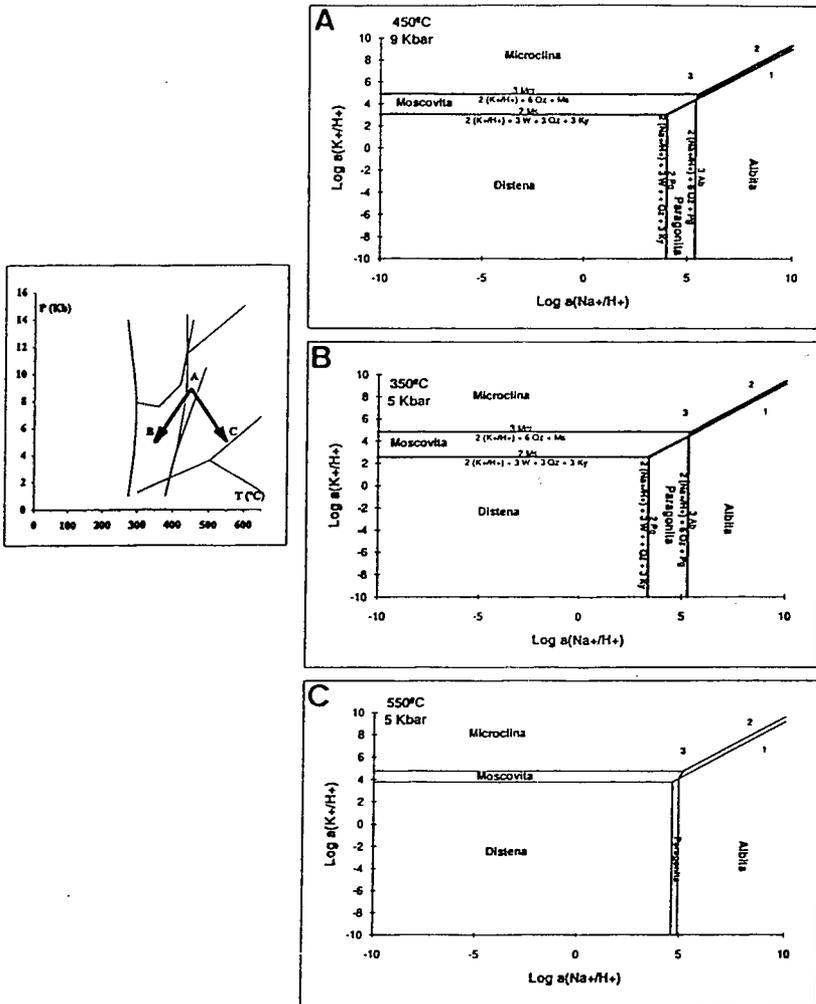


Fig. 4.59: Diagrama $\text{Log } (a\text{Na}^+/\text{H}^+) - \text{Log } (a\text{K}^+/\text{H}^+)$ para diferentes condiciones P-T. Se consideran las siguientes fases minerales del sistema NKMAHS: Distena, Clorita, Cuarzo, Moscovita, Paragonita, Albita, Microclina y un fluido intersticial. Nótese que el campo de estabilidad de la distena disminuye a expensas de las asociaciones paragonita + clorita y moscovita + clorita, cuando se produce un descenso de presión acompañado de un descenso de temperatura. En el caso de que la descompresión sea progradada, el campo de estabilidad de la distena aumenta. Reacción 1: $\text{Ms} + (\text{Na}^+/\text{H}^+) = \text{Pg} + (\text{K}^+/\text{H}^+)$; Reacción 2: $\text{Mcr} + (\text{Na}^+/\text{H}^+) = (\text{K}^+/\text{H}^+) + \text{Ab}$; Reacción 3: $\text{Ms} + 6 a\text{Qz} + 3 (\text{Na}^+/\text{H}^+) = (\text{K}^+/\text{H}^+) + 3 \text{Ab}$. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

(aunque este sea mínimo), se beneficia el crecimiento de micas a partir de distena + cuarzo.

La figura 4.59, (realizada con la base de datos de Berman, 1988 y Helgeson et al.,(1981), el programa GEOCALC de Brown et al.,(1988) para una $a_{H_2O}=1$) muestra estos resultados, observándose un incremento en las $a(Na^+)$ y $a(K^+)$ (que representa la disolución de las fases que contienen estos elementos) en el caso de la descompresión con incremento térmico y la tendencia contraria cuando la descompresión se acompaña de un descenso térmico. Por tanto, puede concluirse que las transformaciones observadas en la mayor parte de las muestras que contienen distena únicamente se verían fuertemente favorecidas por una trayectoria metamórfica post-pico que implicase un descenso de temperatura, aunque fuese leve, asociado a la descompresión desde las condiciones de AP-BT.

La existencia de reacciones iónicas que implican transferencia de cationes entre distintas fases minerales, con la participación de un fluido, es una evidencia manifiesta a partir de las relaciones minerales y texturas a diversas escalas. Sin embargo, la cuantificación de estos procesos actualmente se encuentra con los problemas expuestos con anterioridad.

Lo cual no impide la utilización con un carácter cualitativo de este análisis, ya que estas reacciones explican observaciones texturales que de otro modo son difícilmente interpretables (ej. el consumo sistemático de cuarzo en todas las transformaciones de minerales aluminosilicatados en micas). Por estas razones, se considera que este tipo de procesos, asumidas las premisas anteriormente expuestas, suministran una información valiosa acerca de las tendencias de variación de los parámetros P y T durante la historia retrógrada del metamorfismo en las unidades alpujarrides. Así pues, la conclusión general es que la transformación de Mg-carfolita, cloritoide y distena en micas sódico-potásicas se favorece si la trayectoria post-pico metamórfico tiene una fuerte componente descompresiva acompañada de un ligero descenso de temperatura.

CAPÍTULO 5: METAMORFISMO DE LAS SUCESIONES METAPELÍTICAS PALEOZOICAS

5.1. INTRODUCCIÓN

Las unidades alpujárrides de posición intermedia y superior están constituidas, además de por términos Triásicos y Permo-Triásicos, por una sucesión de edad Paleozoica . Aunque el contacto entre ambos conjuntos de materiales puede estar, en algún caso, afectado por fallas frágiles (del mismo rango que las que afectan a toda la sucesión), no se observa la existencia generalizada de un despegue dúctil importante a este nivel. Por otra parte, en unidades como Salobreña o Jubrique, la transición entre los términos Permo-Triásicos y los Paleozoicos es de carácter gradual. En estos casos los términos más bajos de la formación de filitas y los más altos de los esquistos tienen características litológicas y metamórficas comunes, evidenciándose únicamente un incremento progresivo del tamaño de grano en los minerales de los dominios micáceos de la roca. El aumento progresivo del grado metamórfico con la profundidad es perceptible hasta los términos más bajos de la sucesión que son diferentes en función de la unidad (en la unidad de Salobreña el muro de la sucesión está constituido por esquistos grafitosos, en la unidad de Herradura aparecen migmatitas, mientras que en la unidad de Jubrique afloran gneises). Esta zonalidad metamórfica en las secuencias alpujárrides ha sido evidenciada por la mayor parte de los autores que han trabajado en estas rocas en cualquier parte de la cadena (ej. Westra, 1969; Kampschuur, 1972; Torres-Roldán, 1974; Tubía, 1985; Bakker et al., 1989; Cuevas, 1990; García-Casco, 1993).

Se puede admitir que los bloques corticales alpujárrides implicados en la orogenia alpina estaban formados por secuencias más potentes que las actuales, constituidas por términos Permo-Triásicos y Paleozoicos. Por tanto, la evolución metamórfica inferida para las rocas Permo-Triásicas es válida también para las rocas Paleozoicas, si bien, se debe tener en cuenta que las condiciones P-T de las primeras son las mínimas alcanzadas por las segundas, ya que estas últimas ocuparían una posición más profunda dentro del bloque cortical.

La discusión principal sobre el metamorfismo de las rocas Paleozoicas, desde antiguo, se ha centrado fundamentalmente en relación con la diferencia de grado metamórfico entre la formación de filitas y los esquistos. Esta diferencia hizo pensar a algunos autores en el origen hercínico del metamorfismo de los esquistos Paleozoicos (Copponex, 1958; Egeler, 1964; Simon, 1963; Boulin, 1964; Rondeel, 1965; Bicker, 1966; Voet, 1967; De Vries y Zwaan, 1967; Fernex, 1968; Aldaya, 1969a; Egeler y Simon, 1969; Kornprobst, 1971), mientras que la formación de filitas registraría un metamorfismo alpino de grado bajo o muy bajo. Sin embargo, como ha sido expuesto en este trabajo, el "salto" metamórfico es ficticio, ya que los términos más bajos de la formación de filitas registran un metamorfismo de grado bajo-medio (al menos 450°C por la presencia de distena) y en algunas unidades, como se verá a continuación, incluso de grado medio-alto (por la presencia de sillimanita en términos de atribución Permo-Triásica). Actualmente, argumentos de tipo petrológico y estructural, hacen a la mayor parte de los autores, atribuir a la orogenia alpina el metamorfismo registrado en los materiales Paleozoicos (ej. Torres-Roldán, 1983; Tubía, 1985; Tubía y Cuevas, 1986, 1987; Bakker et al., 1989; Cuevas, 1990; Balanyá, 1991; De Jong, 1991; Tubía et al., 1992; García-Casco, 1993).

Por otra parte, todas las dataciones radiométricas realizadas en rocas alpujárrides (tanto en la parte Bética de la cadena como en el Rif) son bastante consistentes en las edades de enfriamiento obtenidas, que se agrupan en torno a los 18-25 Ma (ej. Loomis, 1975; Seidemann, 1976; Priem et al., 1979; Michard et al., 1983; Zindler et al., 1983; Polvé, 1983; Ouazanni-Touhami, 1986; Zeck et al., 1989a y b, 1992; Reisberg et al., 1989; Monié et al., 1991a y b; 1993). En todos los casos, (a excepción de Monié et al., 1991a) se trata de rocas de grado medio y alto, por lo que estas edades deben interpretarse como de bloqueo de los sistemas isotópicos. Las dataciones han sido efectuadas sobre fases muy diferentes isotópicamente (ej. moscovita, biotita, feldespato K, anfíbol, piroxeno, granate) y para sistemas isotópicos con temperaturas de bloqueo distintas (K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb/Sr, Sm/Nd). Esta coincidencia entre todos los datos radiométricos, confirma que durante la orogenia alpina el metamorfismo (en algún caso de grado medio y alto) afectó a la totalidad de la secuencia de las unidades alpujárrides, obliterando los efectos de un posible metamorfismo hercínico.

El análisis del metamorfismo de las rocas de edad Paleozoica debe ser afrontado

desde una nueva perspectiva en función de los hallazgos expuestos en esta memoria. De hecho algunos estudios petrológicos y químicos exhaustivos ya han sido realizados para algunas unidades (Balanyá et al., 1993; García-Casco, 1993). Estos trabajos confirman la asunción anteriormente realizada, detectando condiciones de alta presión en los esquistos y gneises de las unidades alpujárrides. El estudio de los materiales de edad Paleozoica ha sido afrontado en este trabajo con la intención de comparar la evolución metamórfica y las condiciones termobarométricas del metamorfismo entre diferentes tramos de la secuencia. Por lo tanto, sólo se pretende hacer algunas consideraciones sobre estos aspectos obviándose una descripción detallada y un análisis exhaustivo de todos los términos de la secuencia, lo cual será objeto de próximos trabajos.

Este capítulo se ha subdividido en tres partes en las que se tratarán: las unidades tipo Herradura, unidades tipo Salobreña y las unidades tipo Jubrique.

Dentro de las unidades tipo Herradura se han analizado los niveles de probable edad Permo-Triásico o Pérmico superior de las unidades de Herradura (muestras IZM) y Tejada (muestras CLA,CLAB,ALP). Estas rocas son esquistos metapelíticos y semipelíticos de tonos claros que suelen alternar con frecuentes intercalaciones de rocas básicas (diabasas). En las rocas de la unidad de Herradura es frecuente la aparición de distena, granate, moscovita, estauroлита, cloritoide y plagioclasa. En los esquistos de la unidad de Tejada, que se encuentran en contacto directo con mármoles suprayacentes, pueden distinguirse dos tipos de niveles: niveles básicos con clinopiroxeno, granate, anfíbol y zoisita como minerales más importantes y niveles aluminicos en los que destaca la siguiente asociación: distena, sillimanita, granate, estauroлита, biotita, plagioclasa, moscovita, margarita, ilmenita y rutilo.

En las unidades tipo Salobreña se expondrán los resultados del análisis de las asociaciones de los esquistos grafitosos más bajos de dicha unidad (muestras ALÑ, MSA, ÑE) y los esquistos poco grafitosos de la unidad de Murtas. En los primeros la asociación más completa contiene: distena, andalucita, fibrolita, granate, estauroлита, biotita y moscovita. Los esquistos de Murtas (muestras MQM) se encuentran en la transición entre la zona del cloritoide y la estauroлита conteniendo la siguiente asociación: cloritoide, estauroлита, epidota, granate, moscovita, ilmenita y rutilo.

En las unidades tipo Jubrique se han estudiado los esquistos grafitosos con estauroлита y andalucita (ej. GG-2), los esquistos con fibrolita y los gneises granatíferos (e.g GG-26B, GG-27) de la unidad de Jubrique. Dentro de los gneises granatíferos aparecen intercalaciones de rocas básicas. Estas intercalaciones han sido las más fructíferas desde el punto de vista geotermobarométrico. De la unidad de Adra se han seleccionado niveles muy próximos situados en las zonas del cloritoide y estauroлита respectivamente (muestras RAD).

5.2. MINERALOGÍA

5.2.1. Estauroлита

La estauroлита es una fase presente en todas las muestras pertenecientes a los esquistos claros y esquistos grafitosos analizadas en este trabajo. Aparece como porfiroblastos que pueden ser pre-, sin- y post-cinemáticos con respecto a la foliación principal. En algunos casos, presentan núcleos con abundantes inclusiones y bordes exentos de ellas (ej. muestra ALÑ-1). Perfiles químicos realizados en estos minerales no manifiestan cambios en la composición química de núcleo a borde. En las muestras de la unidad de Adra (RAD), la estauroлита pseudomorfiza a cristales previos de distena y puede incluir pequeños granates en su interior.

Las complejas características cristalquímicas de la estauroлита hacen que incluso la normalización de la fórmula estructural sea aún discutida (Griffen y Ribe, 1973; Ribbe, 1982; Griffen et al., 1982; Holdaway et al., 1986a; 1991). Para una correcta determinación de la distribución de cationes en las posiciones cristalográficas de la estauroлита, se hace necesario el conocimiento de las cantidades de Fe^{+3} , Li y H^+ . Sin embargo, esta determinación requiere un proceso laborioso (Holdaway et al., 1986b; Dutrow et al., 1986) al que no se ha tenido acceso. Algunos de los métodos de normalización de la estauroлита establecen constricciones a las cantidades de Fe^{+3} , H^+ y Li. El procedimiento propuesto por Griffen y Ribe (1973) y Griffen et al., (1982) se hace sobre la base de un número fijo de oxígenos (44 O + 4 OH), con una cantidad fija de H_2O (2.16% peso, correspondiente con 4 iones p.f.u como fue sugerido por Smith, 1968) y todo el Fe como Fe^{+2} . La estequiometría de la estauroлита sugerida por Holdaway et al., (1986a; 1991) se basa en tres asunciones:

1) $\text{Si} + \text{Al} = 25.53$ ó $\text{Si} + \text{Al} + 2/3\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} - 1/3\text{Li} = 25.55$;

2) El Fe^{+3} puede ser estimado considerando el estado de oxidación de las asociaciones con estauroлита. Así un 3.5% peso de Fe será Fe^{+3} en estauroлитas reducidas coexistentes con grafito y un 7% peso del Fe será Fe^{+3} en estauroлитas oxidadas coexistentes con hematites-ilmenita (Dyar et al., 1991; Holdaway et al., 1991).

3) Para dar una estimación aproximada de la cantidad de $\text{H}^+ + \text{Li}$, se sustrae a 96 iones la carga positiva total (Holdaway et al., 1986b).

Soto y Azañón, (1994) se hace una discusión y comparación de algunos métodos de normalización. En los análisis químicos de estauroлита presentados en este trabajo se ha

aplicado el método de normalización propuesto por Holdaway et al., (1986a; 1991). Se ha supuesto en todos los casos que se trata de estaurolitas reducidas y, por tanto, la cantidad de Fe supuesta como Fe^{+3} es de 3.5%.

Las variaciones composicionales de la estaurolita quedan resumidas en las figuras 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4, en las cuales se han incluido análisis químicos pertenecientes a estaurolita de la formación de filitas de la unidad de Salobreña como elemento de comparación.

En la figura 5.1, se muestran las relaciones entre las cantidades de Zn y la razón Mg/Fe. Se observa una ligera correlación positiva entre ambos parámetros, que se hace más notable en la estaurolita de las filitas. La razón Mg/Fe para los esquistos varía entre 0.09 y 0.25, mientras que en las filitas esta razón puede alcanzar valores de 0.65. Otra característica a destacar de este diagrama son las altas concentraciones de Zn que exhiben la estaurolita de los esquistos con cloritoide-granate de la unidad de Murtas. Estos esquistos, como se verá a continuación, son los de menor grado metamórfico de los estudiados, a excepción de las filitas. Los esquistos con sillimanita-distena de la unidad de Tejada también presentan cantidades significativas de Zn que pueden alcanzar los 0.9 a.p.f. En el resto de las muestras estudiadas, las concentraciones de Zn son inferiores a 0.2 a.p.f.

Algunos autores han propuesto que el contenido en Zn en la estaurolita puede estabilizar este mineral a mayor temperatura (Guidotti, 1970; Griffen, 1981). En metapelitas y gneises alpujárrides de la unidad de Torrox, García-Casco, (1993) evidencia que el contenido en Zn de la estaurolita se correlaciona positivamente con el grado metamórfico. Sin embargo, como se observa en la figura 5.1, el Zn también puede producir en la estaurolita un efecto contrario al expresado por estos autores. La estaurolita encontrada en las filitas (unidad de Salobreña) y en los esquistos con cloritoide-granate (unidad de Murtas) es la que presenta una mayor concentración de Zn. En el primer caso, como ya se discutió en el epígrafe 4.6, el crecimiento de este mineral se desarrolla probablemente fuera del campo de estabilidad de la Fe-estaurolita (Azañón y Soto, 1993). En el segundo caso, la presencia de cloritoide estable junto con estaurolita, sitúa dicha muestra en el inicio del grado medio. Por tanto, sobre la base de estos datos se puede concluir que la inclusión de anómalas concentraciones de Zn en la estaurolita, estabiliza este mineral a temperaturas por debajo de lo habitual tanto en metapelitas (Sartori, 1988) y como en metabasitas (Soto y Azañón, 1994).

La figura 5.2 evidencia la correlación negativa entre Zn y Fe^{2+} en la estaurolita de los esquistos alpujárrides (al igual que se observa en la figura 4.18 para la estaurolita de las filitas) indicando una clara sustitución del Zn por el Fe^{2+} .

Las relaciones existentes entre la suma de los cationes divalentes ($\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Zn}$) y la suma de $\text{Cr} + \text{Ti} + \text{Al}_{\text{IV}} + \text{Fe}^{+3}$ (Fig.5.3) reflejan una ligera correlación negativa.

Esta relación podría indicar la existencia de sustituciones acopladas de algunos elementos divalentes por Al: $(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + 1/3 \square = \text{Li} + 1/3 \text{Al}_{\text{VI}}$ en los huecos del Al (probablemente M1-M3; Dutrow et al., 1986; Dyar et al., 1991; Holdaway et al., 1991). En la figura 5.4, se puede observar una nueva correlación negativa entre H^+ y la suma de cationes divalentes, indicando que, al igual que ocurre con el Li, el H^+ puede estar implicado en este tipo de sustituciones.

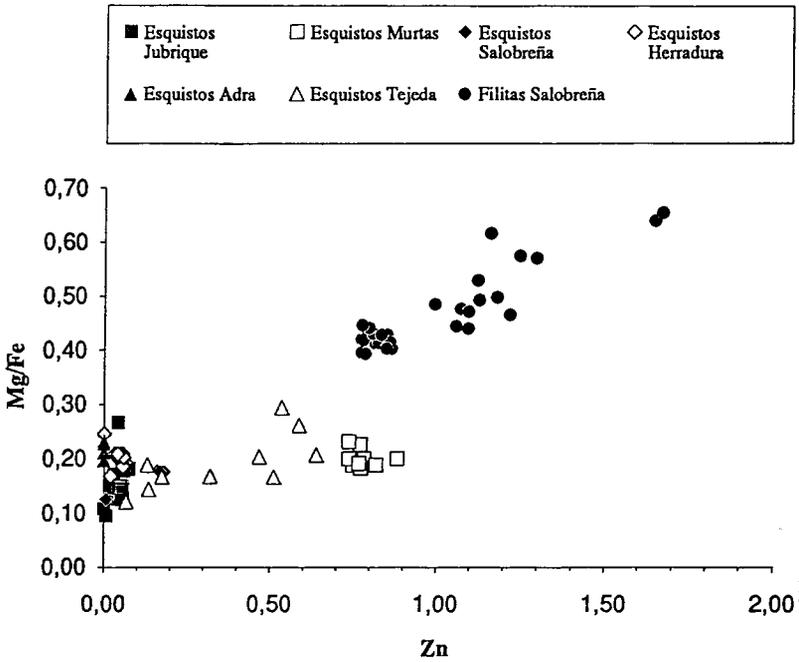


Fig. 5.1: Relación entre Mg/Fe y Zn en la estaurolita analizada en los esquistos Paleozoicos de las unidades alpujárrides. Se incluyen para su correlación los análisis correspondientes a la estaurolita de los términos inferiores de las filitas de la unidad de Salobreña. Nótese que la estaurolita coexistente con cloritoide de la unidad de Murtas contiene cantidades apreciables de Zn.

Las estaurolitas que presentan un valor más bajo de la suma de divalentes pertenecen a las filitas de la unidad de Salobreña y a los esquistos con cloritoide-granate

de la unidad de Murtas. Por lo tanto, se puede inferir que la suma de Fe^{+2} , Mg, Zn y Mn es directamente proporcional al grado metamórfico. Esta observación ha sido igualmente establecida por García-Casco, (1993) en los esquistos grafitosos y gneises de la unidad de Torrox (Alpujárride central).

La partición Fe/Mg entre estaulolita y granate coexistentes tiene en todos los casos, a excepción de la muestras de la unidad de Adra, la siguiente relación: $(Mg/Fe)^{St} > (Mg/Fe)^{Grt}$. Este tipo de partición es la más comúnmente observada en las metapelitas (ej. Guidotti, 1974; Fletcher y Greenwood, 1979; Lang y Rice, 1985a y b; Spear y Rumble, 1986) por lo que puede ser considerada como normal. En los esquistos con distena-granate de la unidad de Adra la partición es inversa. En estas rocas, los granates son de un tamaño muy pequeño ($<100 \mu m$; Foto 22) y están incluidos en grandes cristales de estaulolita.

5.2.2. Granate

El granate no aparece en todas las muestras aunque suele ser muy frecuente, sobre

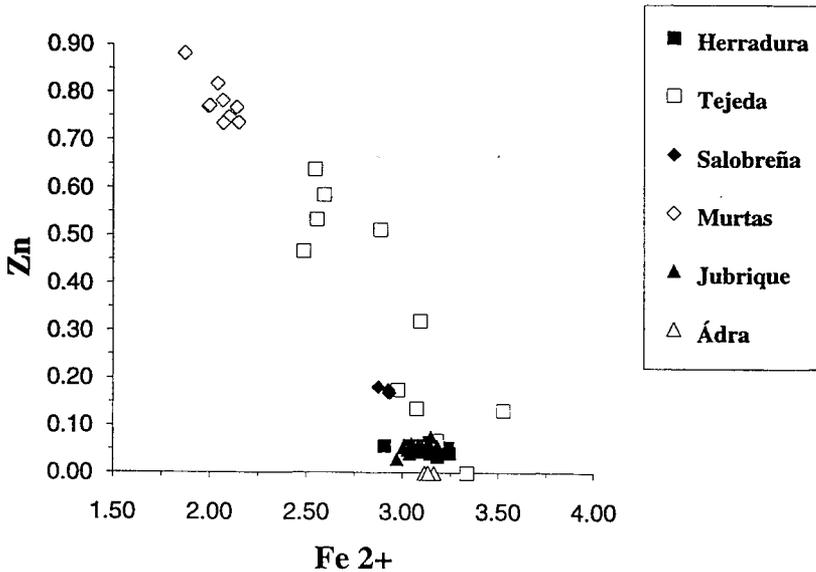


Fig. 5.2: Correlación negativa entre el contenido de Zn y el de Fe^{2+} en la estaulolita de los esquistos Paleozoicos alpujárrides.

todo en los niveles ricos en Al que han sido los seleccionados para efectuar la evaluación del metamorfismo en los esquistos. En la unidad de Adra aparecen pequeños cristales incluidos en estaurólita. El tamaño de los cristales oscila entre 300 μm y 1 cm, aunque el tamaño más frecuente está entre 400 μm y 900 μm . Suelen ser idiomórficos, aunque frecuentemente están alterados por biotita y/o clorita, presentando texturas corroídas y en atolón. Son comunes las inclusiones de plagioclasa, cuarzo, mica, rutilo y en algún caso de distena y epidota (en los granates de la unidad de Tejada; Foto 80). Estas inclusiones pueden estar ordenadas marcando una foliación interior rotada y sincinemática con la formación del granate, aunque previa a la foliación externa. Este tipo de texturas son más frecuentes en los núcleos de los granates, mientras que en los bordes de los mismos, las inclusiones son más escasas. Sin embargo, no es fácil establecer un patrón común entorno al tipo, composición y forma de las inclusiones en el granate para todas las litologías y unidades alpujárrides. En cada caso, las inclusiones han sido analizadas químicamente, siendo la base de estimaciones termobarométricas, por lo que más adelante se suministraran algunos detalles acerca de ellas. Las relaciones texturales evidencian que el granate en todos los casos, forma parte de la asociación más antigua presente en la lámina, siendo previo a la foliación principal.

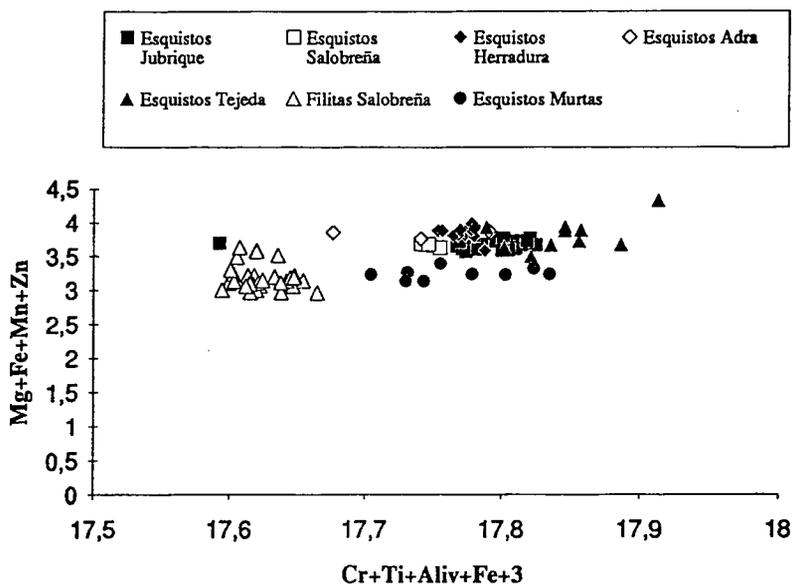


Fig. 5.3: Relación entre la suma de cationes divalentes (Mg, Fe, Mn, Zn) y el Al total de la estaurólita analizada en los materiales alpujárrides. Se incluyen para su correlación los análisis correspondientes a la estaurólita de los términos inferiores de las filitas de la unidad de Salobreña.

El análisis químico pone de manifiesto que los granates de los esquistos, independientemente de los términos de la secuencia, son básicamente almandínicos (X Alm. entre 0.7 y 0.75) con proporciones de X Prp. entorno al 0.12. Los granates de la formación de gneises de la unidad de Jubrique, a pesar de ser almandínicos, presentan núcleos enriquecidos en la componente piropo (X Alm \approx 0.5 y X Prp \approx 0.4). Los bordes de los mismos granates presentan composiciones similares a las encontradas en los esquistos (X Alm \approx 0.65-0.7 y X Prp \approx 0.2-0.25). Las concentraciones de Ca son variables en función de la litología: en los gneises X Gros. es muy inferior a X Prp. (X Gros \approx 0.05-0.15). En los esquistos claros de la unidad de Herradura X Gros. es similar a X Prp. (X Gros \approx 0.12-0.15). En los esquistos grafitosos de todas las unidades X Gros. es superior a X Prp. (X Gros \approx 0.1-0.25). La figura 5.5 muestra las relaciones Fe/(Fe+Mg) y Ca en la totalidad de los granates. El Mn presenta en todos los casos X Esp inferiores a 0.1.

5.2.2.1. La zonación en el granate

La zonación en el granate es una evidencia de desequilibrio resultante de una difusión intracrystalina ineficaz para homogeneizar granos individuales (Hollister y Albee, 1965; Hollister, 1966; Harte y Henley, 1966; Atherton y Edmunds, 1966; Evans y Guidotti, 1966; Atherton, 1968). Por lo tanto, la zonación puede utilizarse para deducir la evolución del metamorfismo (ej., Tracy et al., 1976; Thompson et al., 1977; Spear y Selverstone, 1983; Spear et al., 1984, 1990; Robinson, 1991) aunque con las limitaciones debidas a la importancia de los procesos de difusión (ej., Spear, 1988, 1991; Florence y Spear, 1991).

Un gran número de granates de rocas aluminicas presentan patrones de zonación que muestran descensos en Mn y Fe/Mg de núcleo a borde mientras que las concentraciones de Fe y Mg siguen patrones contrarios (Hollister, 1966). Este patrón, denominado zonado normal, se considera relacionado con crecimientos progradados, ya que se ha demostrado un descenso en Mn y Fe/Mg con el incremento del grado metamórfico (Atherton, 1968; Hollister, 1969; Miyashiro y Shido, 1973). En cuanto a las variaciones en Ca, aunque han sido peor descritas, se considera que un descenso de este elemento hacia los bordes es característico de un zonado normal (de Béthune et al., 1975; Spear, 1988). En las metapelitas de grado medio y alto se han detectado patrones de zonación inversos a los anteriormente descritos que suelen relacionarse con procesos retrógradados, bien de crecimiento o de difusión (ej., Evans y Guidotti, 1966; Crawford, 1966; Hollister, 1969; Grant y Weiblen, 1971; Guidotti, 1974; Tracy et al., 1976; Tracy, 1982; Spear, 1982; Roll, 1987).

Sin embargo, la persistencia de temperaturas similares a las del pico metamórfico

durante una parte considerable de la evolución metamórfica facilita la difusión e intercambio de los elementos divalentes constituyentes del granate. A este proceso se le llama homogeneización. La temperatura a la que se produce la homogeneización para los cationes Fe y Mg en los granates es variable en función de una serie de factores (Spear, 1991):

- a) el tamaño del granate
- b) la velocidad de enfriamiento
- c) la relación granate/biotita en la roca.

El primer y segundo factor se relacionan de manera directa con la temperatura necesaria para que se produzca la homogeneización, mientras que el tercer factor se relaciona de manera inversa. A modo de ejemplo, en un granate de 1 mm, con valores $grt/bt \ll 1$, y velocidades de enfriamiento de 1, 10, 100°C/Ma se necesita una temperatura de 633, 700, 777°C respectivamente para que se produzca la homogeneización. Con el

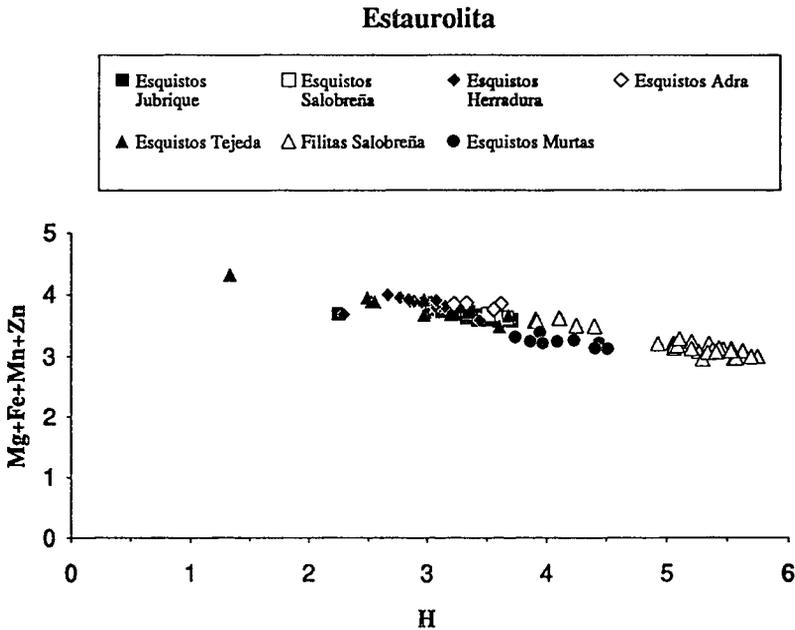


Fig. 5.4: Correlación negativa entre la cantidad de H (calculada estequiométricamente por el procedimiento de Holdaway, 1986a, 1991) y la suma de cationes divalentes en la estaurolita analizada en las rocas alpujárrides.

mismo tamaño y una velocidad de enfriamiento de $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, una relación grt/bt de 1 y 4, las temperaturas necesarias para la homogeneización son de 660 y 610°C (Spear, 1991). En algunos casos puede producirse una homogeneización parcial si las condiciones no se cumplen en su totalidad. En los esquistos pelíticos, las implicaciones que tienen estos procesos difusionales están directamente relacionadas con los cálculos termométricos. La estimación de la temperatura en estas rocas es usualmente calculada mediante el intercambio de Fe-Mg entre granate y biotita. Las temperaturas máximas calculadas con este método serían inferiores a las del pico metamórfico en el caso de que se produzca una homogeneización parcial o total en el granate (Spear et al., 1990; Spear, 1991).

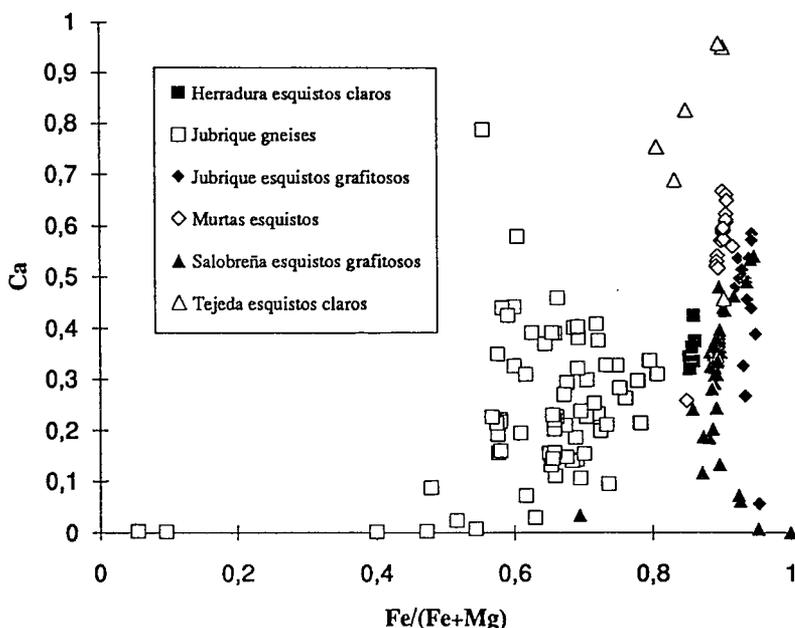


Fig. 5.5: Relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ y Ca en los granates de las rocas Paleozoicas alpujarrides. Nótese que los granates de los gneises granatíferos poseen menores contenidos en Ca y son más ricos en Mg.

Los perfiles químicos realizados en los granates de las rocas alpujarrides evidencian una zonación que si bien es muy marcada en los gneises de la unidad de Jubrique, en los esquistos las variaciones de núcleo a borde son débiles (Fig.5.6 y Fig.5.7).

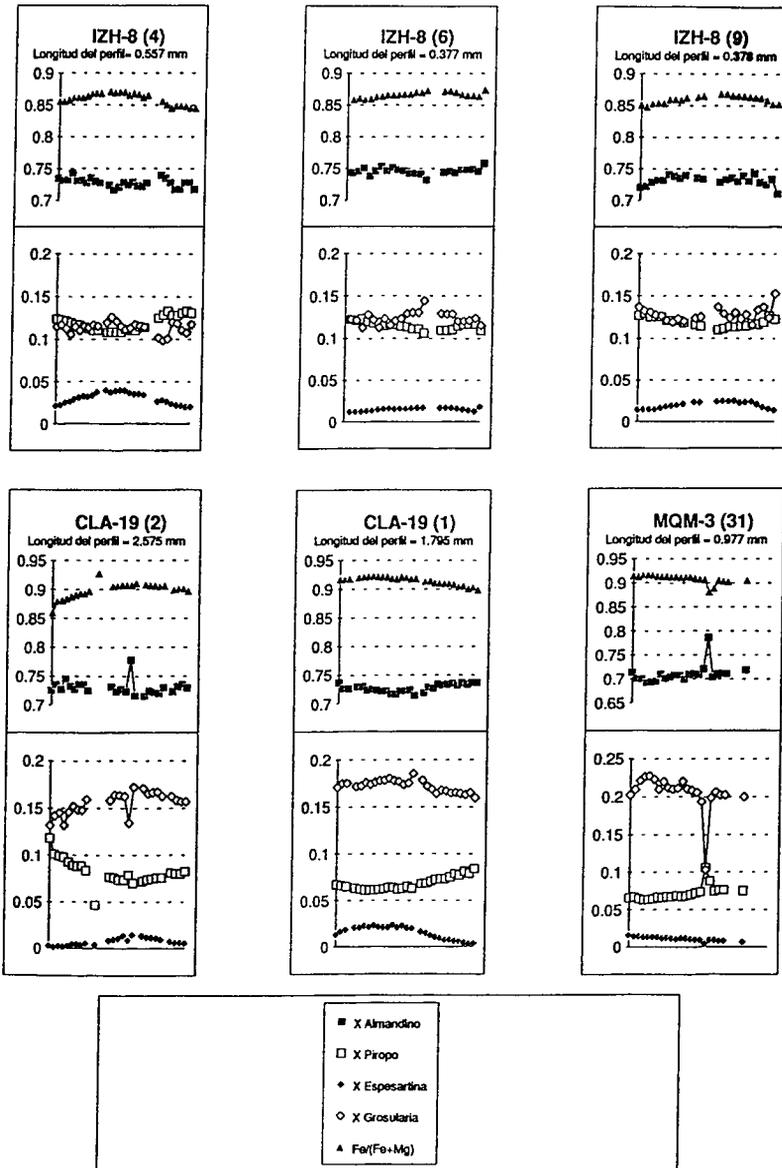


Fig. 5.6: Perfiles químicos realizados en granates de las muestras IZH-8 (Unidad de Herradura), CLA-19 (Unidad de Tejada) y MQM-3 (Unidad de Murias). Las muestras IZH-8 y CLA-19 corresponden a esquistos claros, mientras que la muestra MQM-3 corresponde a esquistos grafitosos aunque el cloritoide está aún presente. Comentarios en el texto.

En los esquistos claros con estaurolita-distena de la unidad de Herradura se observa un ligero descenso del Mn, asociado a un descenso de la relación Fe/Mg de núcleo a borde del granate en los tres perfiles realizados (Fig.5.6). El componente piropro sigue un patrón inverso, incrementándose de núcleo a borde. Sin embargo, en el perfil 9, la tendencia parece invertirse en los puntos más próximos al borde. El componente de almandino, aunque presenta un patrón de variación más suave, muestra un incremento de núcleo a borde en el sector central del granate. En la periferia del granate (al igual que se observa en el componente piropro) la tendencia se invierte y desciende el contenido en almandino. El Ca, aunque con una variación más irregular, sigue un patrón completamente inverso al Fe y al Mg en los tres perfiles realizados. Esta zonación en los granates puede ser interpretada, en función de lo anteriormente expuesto, como debida a un crecimiento progrado. Sin embargo, la sutil inversión de los patrones de zonación, que se observa en los bordes, estaría provocada por una disolución retrógrada.

Es importante destacar que a pesar del reducido tamaño de los granates (350-600 µm) se evidencia un patrón de zonación que es coherente con los procesos antes citados, desarrollados durante la evolución metamórfica, para todos los elementos divalentes. No obstante, la variación de composición observada en los granates de núcleo a borde es débil, por lo que puede plantearse la interrogante de que dichos minerales hubieran sufrido una difusión post-pico metamórfico, alcanzando de este modo una homogeneización parcial. Esta cuestión no es fácilmente resoluble, y puede ser expresada para todos los perfiles obtenidos en los granates de los esquistos.

En los esquistos claros con estaurolita-sillimanita-distena de la unidad de Tejada los granates están zonados siguiendo el mismo patrón normal que el observado en el caso anterior (Fig.5.6). Por lo tanto, se puede concluir que habrían crecido en un proceso metamórfico progrado. A diferencia de los esquistos claros con estaurolita-distena, en este caso no se evidencian rasgos de disolución asociados a los bordes del granate (Fig.5.6).

En los esquistos grafitosos con estaurolita-sillimanita-distena de la unidad de Salobreña los granates están débilmente zonados según un patrón de zonación normal para el Ca, Fe y Mg (Fig.5.7). Sin embargo, el Mn refleja un perfil prácticamente plano. Para este caso, es razonable admitir una homogeneización parcial, ya que el Mn está en la misma concentración a lo largo del perfil. El Ca, Fe y Mg mostrarían una zonación residual formada en un proceso de crecimiento progrado.

En los esquistos grafitosos con cloritoide-estaurolita-distena de la unidad de Murtas los perfiles químicos realizados en los granates son irregulares. En el perfil 31 (Fig.5.6) se deduce una exigua zonación inversa, mientras que en el perfil 21 (Fig.5.7) se distingue una débil zonación normal que se invierte en los bordes. En cualquiera de los dos casos, la zonación no es muy clara.

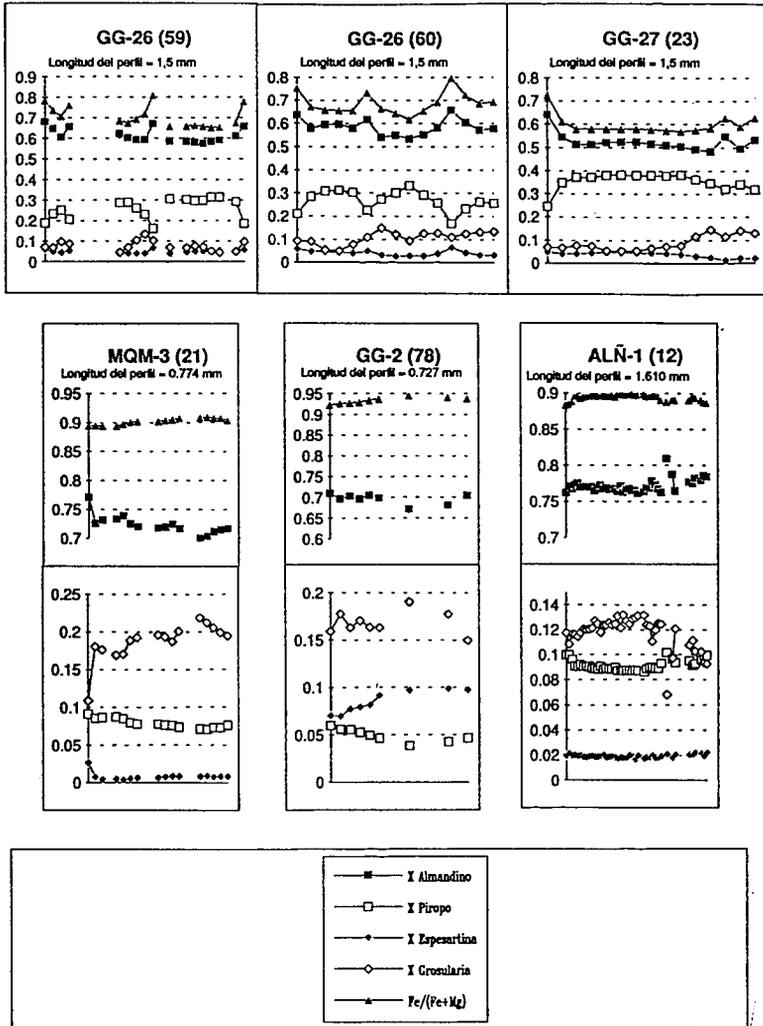


Fig. 5.7: Perfiles químicos realizados en granates de los gneises granatíferos (Muestras GG-26 y GG-27) y esquistos grafitosos de la Unidad de Jubrique, esquistos grafitosos de la unidad de Salobreña (Muestra ALÑ-1) y de la unidad de Murtas (Muestra MQM-3). Comentarios en el texto.

Finalmente en los esquistos grafitosos con distena-estauroлита-andalucita de la unidad de Jubrique el perfil realizado (Fig.5.7) evidencia una zonación normal adquirida durante un crecimiento progrado.

Los patrones de zonación exhibidos por los granates en los gneises de la unidad de Jubrique son más marcados (Fig.5.7). En el perfil 23 de la muestra GG-27 se observa un zonado en el que el Mn, el Ca, el Mg y la relación Fe/Mg exhiben un patrón global inverso (evidenciado por un incremento del Mn, Ca y la relación Fe/Mg de núcleo a borde, al contrario que ocurre con el Mg). El Fe, también evaluándolo de un modo global, muestra un patrón normal de zonación. Ahora bien, si se observa detenidamente el perfil, se evidencia que en el sector central del granate se detecta un zonado normal, marcado sobretudo por el contenido en Mn y la razón Fe/Mg. Esta zonación interna del granate puede interpretarse como una reliquia de la zonación original procedente de un proceso de crecimiento progrado del mismo. La inversión de la zonación original parece deberse a una difusión retrógrada que no habría afectado a todos los elementos por igual. El tamaño de los granates (en algunos casos pueden superar el centímetro), puede ser una de las causas de la conservación en los núcleos de los patrones de zonación originales. La interpretación de los perfiles realizados sobre un granate de la muestra GG-26 (formación de gneises) es un poco más compleja ya que se trata de dos granates unidos (Foto. 81). A pesar de esto, la tendencia de variación exhibida por cada uno de ellos es similar al observado en la muestra GG-27 (Fig.5.7). En los anexos se presentan análisis químicos representativos de los granates.

5.2.3. Fengita

Las micas blancas son minerales ubicuos en todas las muestras estudiadas independientemente de la unidad o el tipo de roca. Son los principales constituyentes de la foliación principal. La composición de la mica se mueve entre dos soluciones sólidas: la serie de la paragonita-moscovita y la serie de la celadonita o fengita. La primera se produce por el intercambio NaK_1 en las posiciones interlaminares. La segunda es una sustitución más compleja que implica un intercambio acoplado $\text{SiMg}^{[IV]} \text{Al}_1^{[VI]} \text{Al}_1^{[VI]}$. Ambas sustituciones están directamente relacionadas con las condiciones P-T de crecimiento de las micas (ej. Velde, 1967; Guidotti y Sassi, 1976; Massone y Schreyer, 1987 y 1989).

En la figura 5.8 se puede observar el grado de sustitución celadonítica de las micas de la unidades tipo Herradura. La fengita posee valores de Si por debajo de 3.25 (a excepción de la muestra IZM-8). En la muestra IZM-8, las fengitas analizadas aparecen en dominios de cuarzo englobados por la foliación principal y en el interior de los granates. En estas micas Si puede alcanzar valores de 3.4, evidenciando una gran sustitución

celadonítica. Las figuras 5.9 y 5.10 muestran las relaciones Si-(Fe,Mg) para algunas micas representativas de las unidades tipo Salobreña y Jubrique respectivamente. Los valores de Si están por debajo de 3.25 en todos los casos. Análisis químicos representativos de las micas blancas de los esquistos se presentan en los anexos.

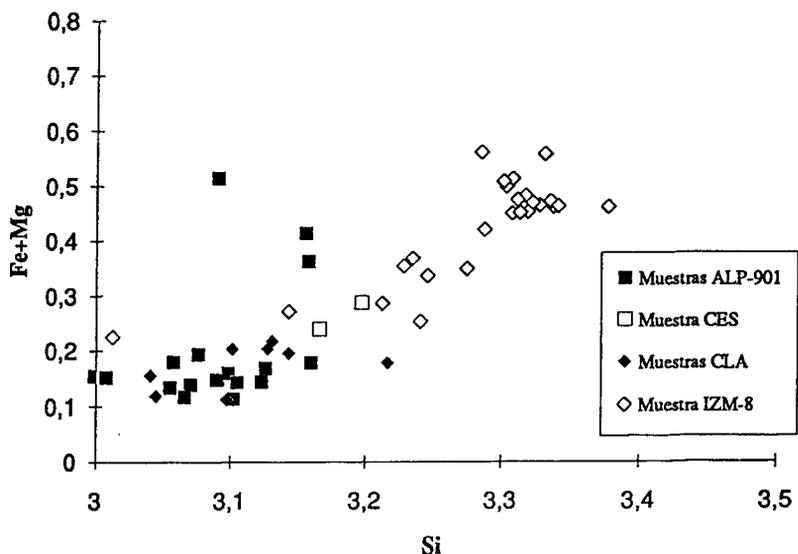


Fig. 5.8: Relación Si-(Fe+Mg) en las fengitas de las unidades tipo Herradura. Nótese que las correspondientes a la muestra IZH-8 el contenido en a.p.f. de Si pueden alcanzar 3.4.

5.2.4. Biotita

La biotita al igual que la fengita suele ser un mineral común en los esquistos de las unidades alpujarrides. Las relaciones texturales evidencian el crecimiento de biotita se produce durante gran parte de la evolución metamórfica. De este modo, puede observarse en diferentes posiciones texturales: como inclusiones en el interior del granate, como un constituyente de la foliación principal, en los planos del clivaje de crenulación de los pliegues Pcn.

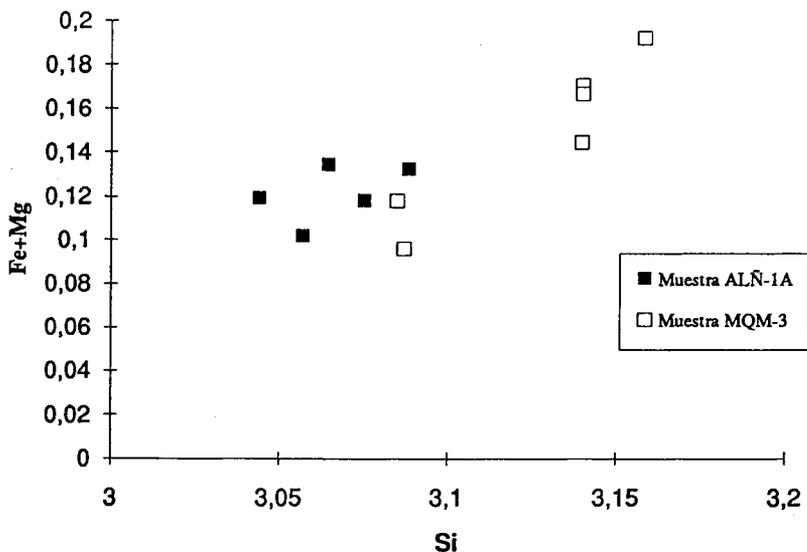


Fig. 5.9: Relación Si-(Fe+Mg) en las fengitas de las unidades tipo Salobreña. Nótese que en todos los casos el contenido en a.p.f. de Si están por debajo de 3.2.

La figura 5.11 refleja la relación entre Al_{IV} y Mg/Fe+Mg en las biotitas analizadas en los materiales alpujárrides. Se puede apreciar que se trata de términos intermedios de la solución sólida flogopita-annita. Una correlación negativa entre ambos parámetros refleja la existencia de sustitución Tschermak también en la biotita. Por tanto, las biotitas analizadas son términos intermedios de la solución sólida eastonita (K₂Mg₄[VI]Al₂Si₄O₂₀(OH)₄) - siderofilita (K₂Fe₄[VI]Al₂[IV]Al₄Si₄O₂₀(OH)₄). La figura 5.12 muestra las relaciones entre X_{Ti} (Ti/(Ti+Al_{VI}+Fe+Mg)) y X_{Al_{VI}} (Al_{VI}/(Al_{VI}+Ti+Mg+Fe)), apreciándose una correlación negativa entre ambos parámetros.

5.3. GEOTERMOBAROMETRÍA

Para cada caso se ha procedido a el cálculo de un "set" de equilibrios que implican las fases minerales presentes en la asociación utilizando el programa PTAX dentro del Software GEOCALC (Brown et al.,1988) con la base de datos minerales de Berman, (1988). El modelo de actividad usado para el granate es el de Ganguly y Saxena, (1985)

modificado por Moecher et al., (1988)(el cálculo ha sido realizado mediante el programa PTMAFIC (Soto, 1993)). Las estimaciones termobarométricas se han realizado sobre la base de geotermobarómetros cuyo principio se fundamenta en la identificación de la intersección en el espacio P-T de al menos dos equilibrios operativos en una roca determinada. Estos equilibrios se eligen de manera que sean fuertemente dependientes de T o P para que la intersección quede definida con la menor incertidumbre posible.

5.3.1. Termómetros

GARB

El equilibrio más utilizado en rocas pelíticas y gnéissicas como termómetro se fundamenta en el intercambio Fe-Mg entre biotita y granate (termómetro GARB; Saxena, 1969; Thompson, 1976; Ferry and Spear, 1978; Hodges y Spear, 1982; Perchuk y Larent'eva, 1983; Ganguly y Saxena, 1985):

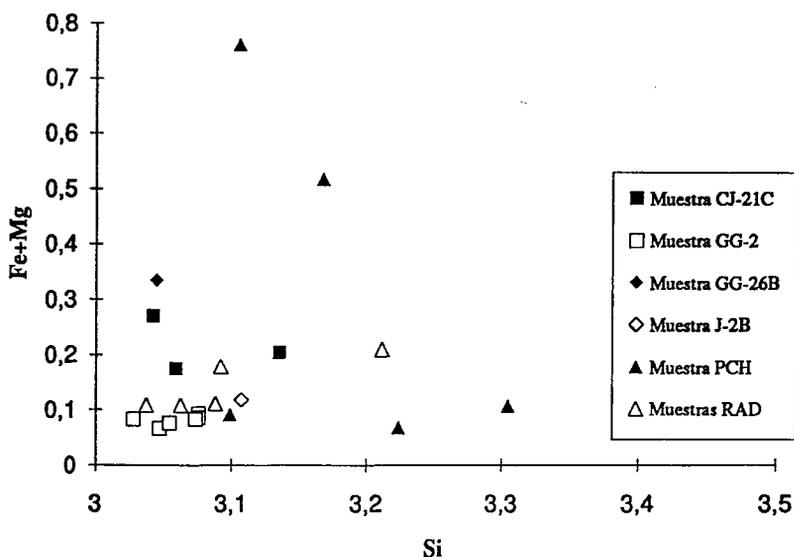


Fig. 5.10: Relación Si-(Fe+Mg) en las fengitas de las unidades tipo Jubrique. Nótese que en todos los casos el contenido en a.p.f. de Si están por debajo de 3.2.

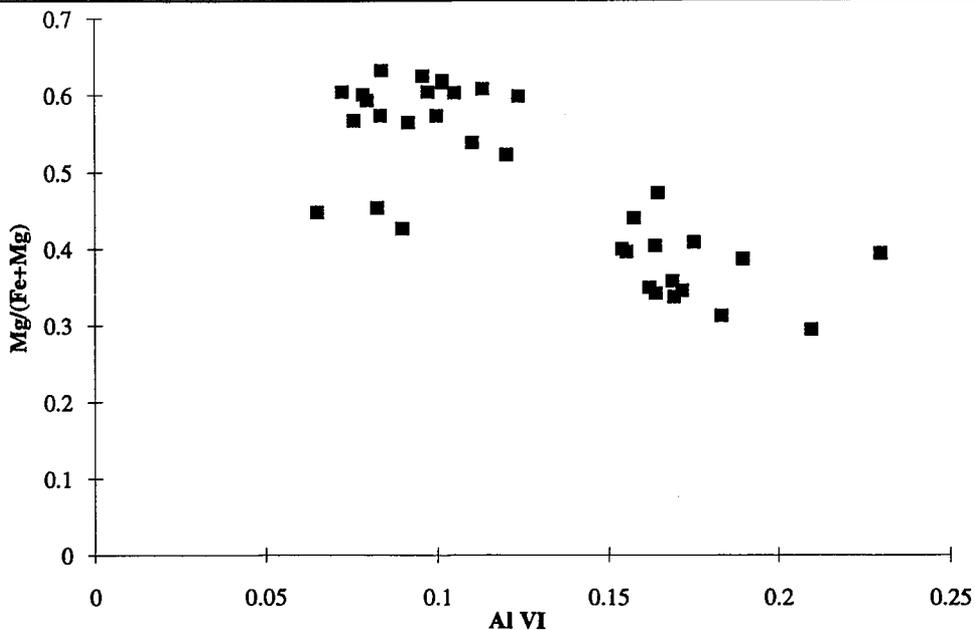


Fig. 5.11: Composición de la biotita de las rocas alpujárrides dentro de la solución sólida annita-flogopita.

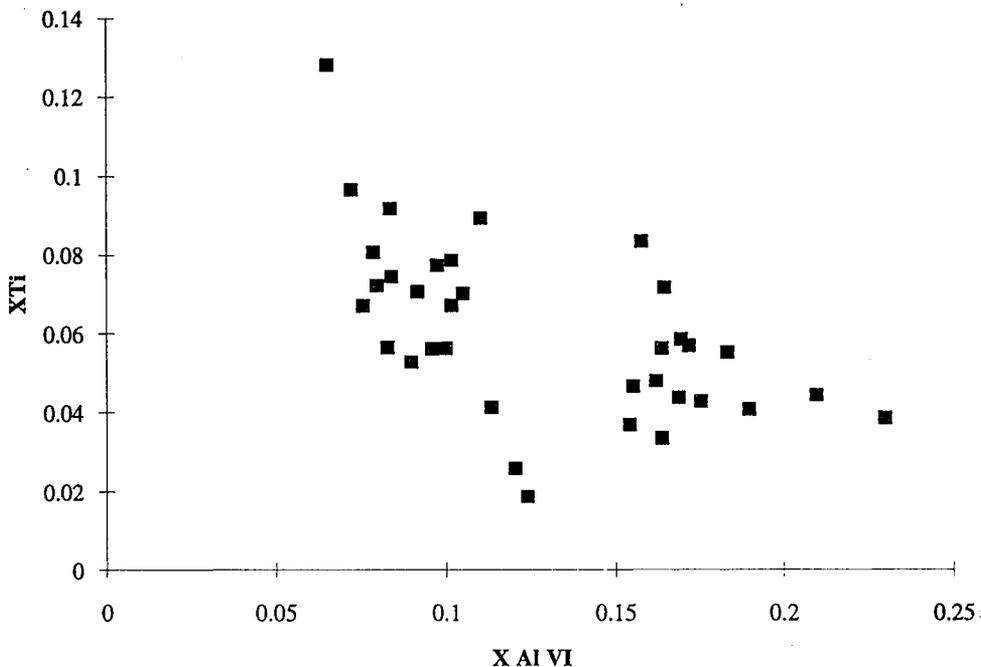
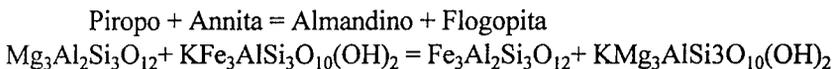


Fig. 5.12: Contenido en Ti de la biotita analizada en las rocas Paleozoicas alpujárrides. Relación $X_{Ti}(Ti/(Ti+AlVI+Fe+Mg)) - X_{Al VI}(Al VI/(Ti+Al VI+Fe+Mg))$.



En este trabajo se han aplicado siete calibraciones distintas para el cálculo de la temperatura a partir de este termómetro. En García-Casco (1993) se recogen todos los calibrados disponibles hasta la fecha para este termómetro, con un desarrollo parcial de las ecuaciones utilizadas por los autores. Seguidamente, expongo brevemente los calibrados utilizados en este trabajo. Thompson (1976) ofrece un calibrado empírico a partir de asociaciones naturales con temperaturas de equilibrio conocidas.

Ferry y Spear (1978) proponen un calibrado basado en experimentos dentro del sistema binario puro Fe-Mg con composiciones ricas en Fe. La ecuación ofrecida es dependiente del K_D (coeficiente de distribución; $(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Grt}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Bt}}$), por lo que debe aplicarse únicamente a sistemas naturales de composición próxima al sistema binario y con Mg/Fe bajo. Los autores recomiendan el uso de su calibrado siempre que $X_{\text{Grs}} + X_{\text{Sps}}$ sea inferior a 0.2 y $X_{[\text{VI}]_{\text{Al}}}^{\text{Bt}} + X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}}$ sea inferior a 0.15.

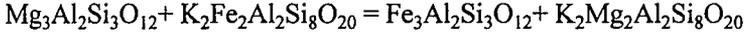
Perchuk y Larent'eva (1983) presentan un calibrado también experimental, aunque utilizando fases naturales desviadas del sistema binario Fe-Mg. Por tanto, las estimaciones de T llevan implícitas desviaciones de la idealidad debidas a la presencia de otros componentes minoritarios en el granate y la biotita. Debe tenerse en cuenta que las cantidades de Ca y Mn de los granates usados por estos autores son bajas. De estos autores se han utilizado dos ecuaciones que difieren en la estimación de ΔV para la reacción de intercambio ($0.0577 \text{ cal}\cdot\text{bar}^{-1}$ en Perchuk et al., 1981 y $0.0246 \text{ cal}\cdot\text{bar}^{-1}$ en Hewitt y Wones, 1975). Algunos autores han manifestado los buenos resultados de este calibrado (ej. Bohlen y Lindsley, 1987; Chipera y Perkins, 1988).

Los calibrados de Hodges y Spear (1982) y Ganguly y Saxena (1985) introducen correcciones en las actividades de los componentes a fin de tener en cuenta las desviaciones de la idealidad de las soluciones sólidas naturales. Estas correcciones se han concentrado básicamente en los problemas de la solución sólida del granate, introducidas generalmente en el calibrado experimental de Ferry y Spear (1978).

GARMS

Para poder contrastar los resultados obtenidos mediante el termómetro GARB y ante la ausencia de biotita en determinadas muestras se ha utilizado de manera complementaria el termómetro granate-moscovita. Este termómetro se fundamenta en el intercambio Fe-Mg entre granate y moscovita en el siguiente equilibrio:



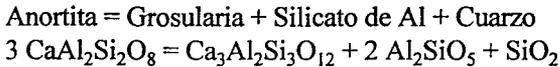


Las calibraciones usadas en este trabajo son tres (Krogh y Råheim, 1978; Green y Hellman, 1982 y Hynes y Forest, 1988). Las dos primeras son calibraciones experimentales para presiones superiores a 10 Kbar en rocas de composición basáltica y pelítica (Krogh y Råheim, 1978; Green y Hellman, 1982). En ambos casos se asume un intercambio ideal de elementos. Sin embargo, las calibraciones de Green y Hellman para diferentes sistemas (basálticos, ricos en Ca y pobres en Ca) sobreestiman sistemáticamente la temperatura, alcanzando valores imposibles en la mayoría de los casos. Hynes y Forest (1988), con la intención de tener en cuenta la no idealidad del granate, obtienen diversas calibraciones de este termómetro, utilizando diversos modelos de mezcla no-ideal para este mineral (modelo de Hodges y Spear, 1982; modelo de Ganguly y Saxena, 1985 y el modelo de Hoinkes, 1986).

5.3.2. Barómetros

GASP

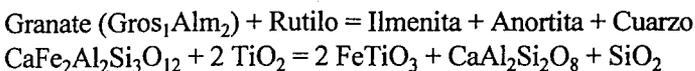
Como barómetro más utilizado en rocas metapelíticas está el basado en la reacción de transferencia neta (Ghent, 1976; Ghent et al., 1979; Newton y Haselton, 1981; Koziol y Newton, 1988; Powell y Holland, 1988):



Este barómetro tiene una gran aplicabilidad en asociaciones metapelíticas de medio y alto grado. En algunos casos se consideran en la calibración modelos de solución ideal para granate y plagioclasa (Ghent, 1976), mientras que en otros se tienen en cuenta modelos de mezclas asequibles para ambos minerales. Newton y Haselton (1981), Koziol y Newton (1988) y Powell y Holland (1988) presentan distintas ecuaciones finales en función de que el silicato de Al sea distena o sillimanita.

GRIPS

Este es un barómetro experimental basado en el equilibrio (Bohlen y Liotta, 1986):



Esta reacción es fuertemente dependiente de la presión. El barómetro se basa en el cálculo del $\ln K$ ($K=(a_{Il}^6 a_{An}^3 a_{Qz}^3)/(a_{Gr}^2 a_{Alm}^2 a_{Ru}^6)$) de la reacción anteriormente indicada. La solución es de carácter gráfico, de manera que en función del valor de $\ln K$, la reacción se desplaza en el espacio P-T.

Este barómetro es aplicable en anfibolitas con granate y granulitas, aunque los autores admiten que puede ser utilizado, con buenos resultados, en cualquier roca que contenga la asociación arriba indicada. En este trabajo ha sido combinado en muestras en las que se ha utilizado el GASP para contrastar los resultados. En estas muestras se observan inclusiones de rutilo en el granate, parcialmente desestabilizadas a ilmenita, junto con inclusiones de plagioclasa. Se ha usado concretamente en dos casos: en rocas aluminicas con intercalaciones penetrativas de niveles de anfibolitas con granate (unidad de Tejada, muestras CLA) y en gneises granulíticos con granate (unidad de Jubrique, muestra GG-27). En ambos casos se han obtenido buenos resultados.

GRAIL

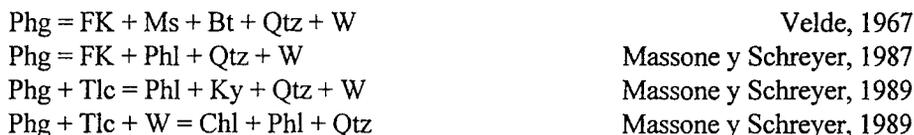
Este barómetro es similar al anterior y se basa en el equilibrio (Bohlen et al., 1983):



Esta reacción es fuertemente dependiente de la presión. En este caso el valor de K es: $K=(a_{Il}^3 a_{Ky}^2 a_{Qz}^2)/(a_{Alm}^3 a_{Ru})$. La solución es igualmente gráfica, de manera que la reacción se desplaza en el espacio P-T en función del valor de $\ln K$. Este barómetro cuyo calibrado es experimental está especialmente indicado para rocas peraluminicas.

Geobarómetro de la Fengita

La fengita es una mica de composición intermedia en la solución sólida moscovita ($K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$) y la celadonita ($K_2Al_3(Fe,Mg)[Si_7AlO_{20}](OH,F)_4$). Se han calibrado experimentalmente cuatro reacciones de formación de la fengita:



El grado de sustitución $SiMg Al_{IV}^{-1}Al_{VI}^{-1}$ alcanzado en la moscovita es principalmente función de la presión, aunque también depende de la temperatura (Velde, 1967; Massone y Schreyer, 1987 y 1989). De tal modo que los equilibrios arriba expuestos se desplazan en el espacio P-T en función del grado de sustitución. Por tanto las isoplejas

de Si en la fengita nos indicarían la presión a la que se ha formado este mineral, siempre que se disponga de la asociación limitante. En los esquistos alpujárrides no se dispone de esta asociación en ningún caso, con lo cual las condiciones de presión indicadas por las isopletras de Si pueden interpretarse como mínimas (Massone y Schreyer, 1987 y 1989).

5.4. ESTIMACIONES GEOTERMOBAROMÉTRICAS Y TRAYECTORIA P-T DE LAS ROCAS PALEOZOICAS.

5.4.1. Unidades tipo Herradura

Para efectuar una estimación sobre la evolución metamórfica en estas unidades se han seleccionado muestras pertenecientes a dos (unidad de Herradura y unidad de Tejada). De la unidad de Herradura se han tomado muestras en los niveles pelíticos (ricos en aluminio) de la zona de estaurolita-distena en la secuencia (muestras IZM), además de muestrear diversos afloramientos de mármoles (triásicos) pertenecientes a esta unidad. De la unidad de Tejada se han escogido unos niveles pelíticos y semipelíticos con intercalaciones (a diversas escalas) de rocas básicas. Estos términos se disponen estructuralmente por encima y en contacto con los mármoles de la vertiente S de la Sierra Tejada en el flanco inverso del sinclinal.

La posición actual en la secuencia de estas litologías no difiere mucho en ambas unidades (Fig.5.13). Sin embargo, como ha sido expresado anteriormente en esta memoria, el contacto entre calizas y metapelitas suele ser siempre una falla, de desigual importancia en función de la unidad. Por lo tanto, es difícil precisar la cantidad de material omitido en este contacto en ambos casos. No obstante, los datos estructurales y petrológicos, independientemente de las estimaciones termobarométricas parecen incidir en que los términos de la unidad de Herradura serían más bajos en la secuencia que los de la unidad de Tejada.

5.4.1.1. Unidad de Herradura

La parrilla petrogenética sobre la que se han introducido los datos geotermobarométricos ha sido calculada mediante el programa PTAX de GEOCALC (Brown et al., 1988). Los equilibrios minerales se han obtenido utilizando la base de datos termodinámicos de Berman, (1988) para las fases sólidas y la base de datos de Helgeson et al., (1978) para los componentes de la fase fluida. La actividad de H₂O se supone igual a 1.

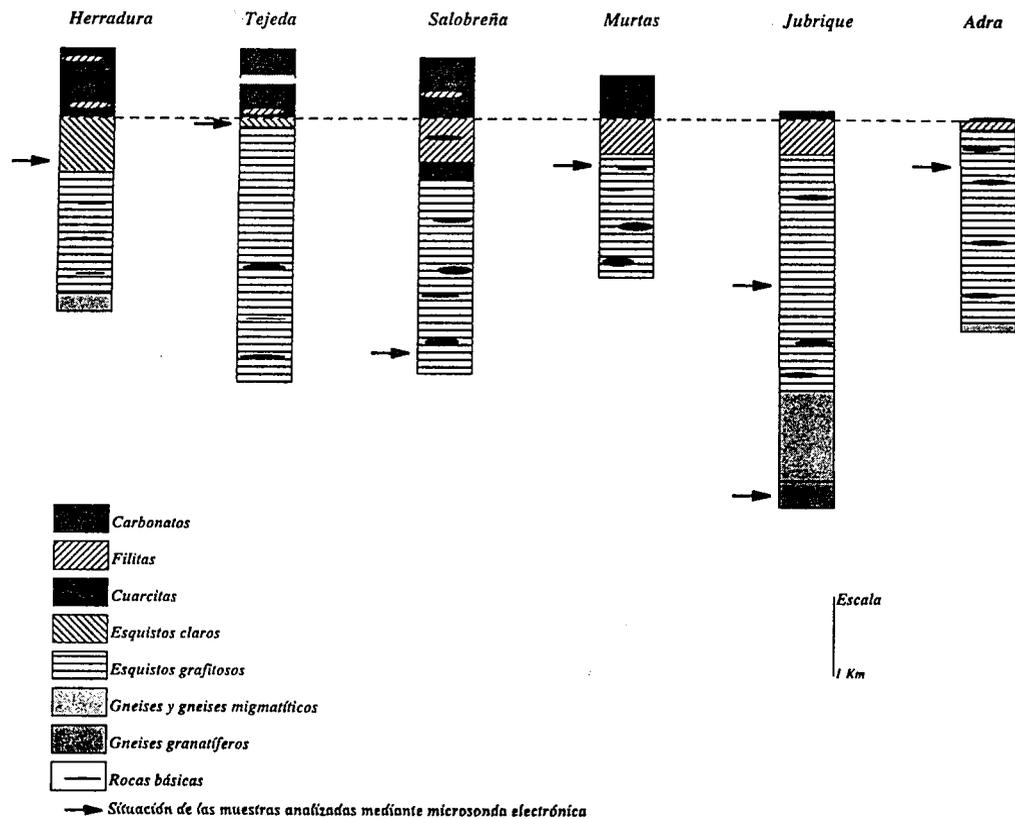


Fig. 5.13: Columnas litoestratigráficas simplificadas de las unidades alpujarrides en las que se han estudiado términos Paleozoicos. Nótese que en las unidades de Herradura y Tejada los niveles estudiados pueden ser atribuidos al Permo-Trias a pesar de ser esquistos claros.

Para el granate se ha asumido el modelo de actividad propuesto por Ganguly y Saxena, (1985), modificado por Moecher et al., (1988) (los cálculos de los modelos de actividad para el granate han sido realizados con el programa PTMAFIC de Soto, 1993). Para el resto de los minerales se ha supuesto una actividad igual a 1. La figura 5.14 muestra los equilibrios minerales calculados mediante el programa para una aGrt de 0.39.

Para este granate, la reacción de desestabilización de almandino y distena en estaurolita se sitúa a presiones entre 7 y 5 Kb para temperaturas entre 525°C y 575°C. La estaurolita en estas rocas es de sincinemática a postcinemática con respecto a la foliación principal. El geotermobarómetro granate-estaurolita de Perchuk (1977), a pesar de su escasa utilidad como barómetro (debido a la poca consistencia de la formulación que el autor realiza con el coeficiente de reparto K^{53}_{Mg}), ha sido empleado por diversos autores como termómetro (ej: Perchuk, 1989; Jones y Brown, 1990; Soto, 1991), dando resultados consistentes con otros termómetros alternativos.

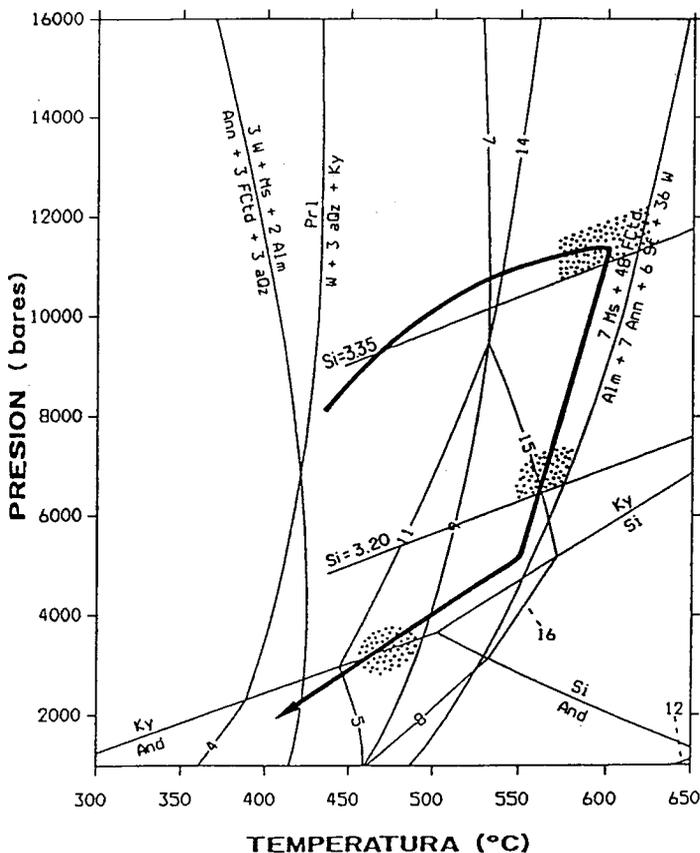
Al aplicar este termómetro sobre pares granate-estaurolita de las muestras IZM, la temperatura estimada para el crecimiento de estaurolita oscila entre 525 y 560°C. Esta temperatura es consistente con la posición de la reacción de desestabilización de granate + distena en estaurolita:



Las fengitas de la foliación principal tienen valores de Si=3.2 y aunque no se posee la asociación limitante, la presión mínima, para una temperatura en torno a 540°C, es de 6 Kb (Fig 5.14). Por tanto, todos los datos convergen en que el desarrollo de la foliación principal, que sería previo o concordante con el crecimiento de estaurolita, se produce a temperaturas alrededor de los 550°C y presiones superiores a 6 Kb.

El granate y la distena son dos minerales previos a la foliación principal. Los perfiles químicos realizados en granate ponen de manifiesto que el crecimiento de este mineral se desarrolla durante una etapa progradada. Para realizar una estimación de la temperatura del pico metamórfico se han aplicado los termómetros granate-moscovita y granate-biotita. En el primer caso se han utilizado los bordes de los granates junto con inclusiones de mica dentro del granate y de cuarzo previo a la foliación principal. Para el termómetro granate-biotita, se han usado igualmente los bordes de los granates junto con biotitas de la matriz. Los resultados se exponen gráficamente en las figuras 5.15 y 5.16.

En la figura 5.15 se recogen las estimaciones de temperatura realizadas mediante el termómetro granate-moscovita con diferentes calibraciones. La temperatura media, considerando la totalidad de las calibraciones, oscila entre 575-600°C.



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- | | |
|---|---|
| 1): $Ky = And$ | 9): $23 Fcld + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm$ |
| 2): $Si = And$ | 10): $Prl = W + 3 aQz + Ky$ |
| 3): $Ky = Si$ | 11): $10 Ky + 8 Fcld = 3 aQz + 2 St + 4 W$ |
| 4): $Prl = W + 3 aQz + And$ | 12): $6 St + 25 Ms + 17 Alm = 96 And + 25 Ann + 12 W$ |
| 5): $3 aQz + 2 St + 4 W = 8 Fcld + 10 And$ | 13): $7 Ms + 48 Fcld = Alm + 7 Ann + 6 St + 36 W$ |
| 6): $3 W + Ms + 2 Alm = Ann + 3 Fcld + 3 aQz$ | 14): $14 Ky + 25 Fcld = 3 Alm + 4 St + 17 W$ |
| 7): $Alm + 2 Ky + 3 W = 2 aQz + 3 Fcld$ | 15): $12 W + 46 Ky + 8 Alm = 25 aQz + 6 St$ |
| 8): $25 aQz + 6 St = 12 W + 8 Alm + 46 And$ | 16): $25 aQz + 6 St = 12 W + 46 Si + 8 Alm$ |

Fig. 5.14: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos claros de la Unidad de Herradura. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

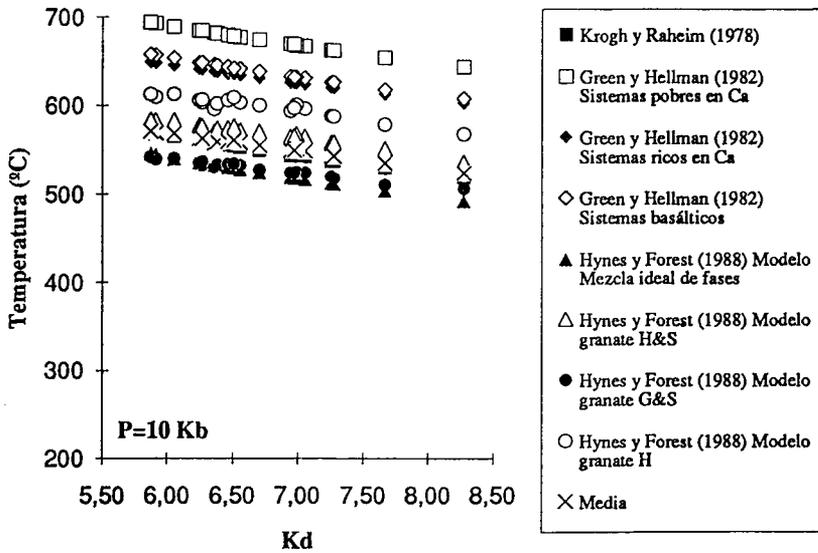


Fig. 5.15: Diagrama temperatura-Kd ($Fe/Mg_{mus}/Mg/Fe_{gar}$) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Herradura.

En la figura 5.16 se recogen algunas calibraciones del termómetro granate-biotita aplicadas a las mismas muestras. Con la excepción de la calibración de Hodges y Spear (1982) que da temperaturas excesivamente altas, el resto de las calibraciones estiman una temperatura para el pico metamórfico entre 630 y 690°C, con una media de 660°C.

Por tanto, teniendo en cuenta los resultados obtenidos de la aplicación de ambos geotermómetros en sus diferentes calibraciones, la temperatura del pico metamórfico en estos niveles estaría en un intervalo entre los 600 y 650°C.

La presión mínima estimada a partir de la sustitución celadónica en las micas (contenido de $Si > 3.35$) en las fengitas del interior de los dominios de cuarzo sería de 11-12 Kb (Fig.5.14). Estos resultados son coherentes con los obtenidos al aplicar el geobarómetro GASP en inclusiones de plagioclasa dentro del granate. La figura 5.17 representa los resultados de la aplicación de diferentes calibraciones de dicho barómetro en cinco inclusiones de plagioclasa en granate. Las presiones resultantes oscilan en un intervalo entre 11 y 13 Kb.

En estas rocas es común la presencia de distena, incluso post-cinemática con respecto a la foliación principal (Foto. 82), aunque siempre afectada por los pliegues de crenulación posteriores. En los dominios lenticulares de cuarzo es posible observar la transformación directa de distena en andalucita. Cuando la andalucita crece en los dominios micáceos se aprecia que es claramente posterior a la foliación principal. Sin embargo, sus relaciones con la fase de pliegues de crenulación vergentes al N es más compleja. Puede estar crenulada por dichos pliegues o sobreimpuesta a las charnelas de los mismos. Consecuentemente, la fase de pliegues de crenulación se desarrolla en el campo de estabilidad de la andalucita.

La evolución metamórfica seguida por los esquistos claros de la unidad de Herradura puede resumirse de la siguiente manera:

1) Una etapa progradada registrada en la zonación de los granates. Durante este tramo se produce el crecimiento de granate, fengita, distena y plagioclasa. Algunos de estos minerales pueden observarse como inclusiones en los granates. Las temperaturas máximas alcanzadas parecen estar entre 600 y 650°C a una presión de 12-13 Kb (Fig.5.14). El gradiente geotérmico para este episodio de la evolución metamórfica es de 16-17°C/Km (suponiendo una densidad normal para las rocas de la corteza).

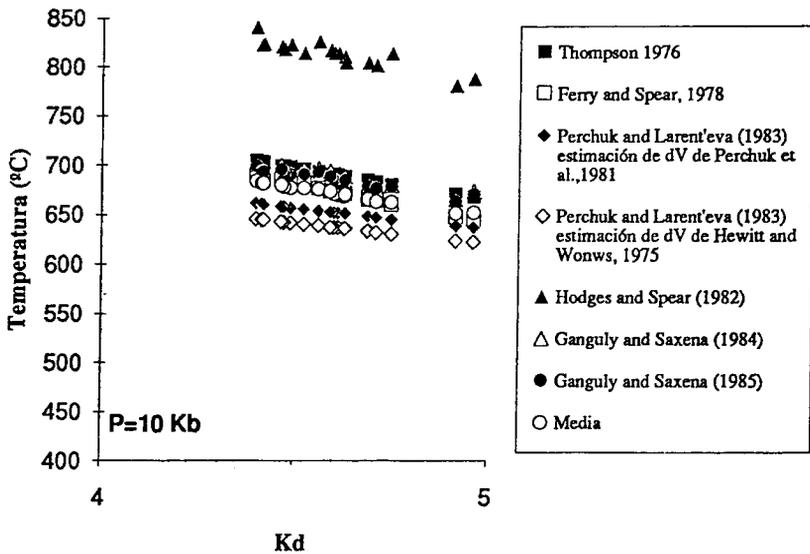


Fig. 5.16: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg biot/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-biotita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Herradura.

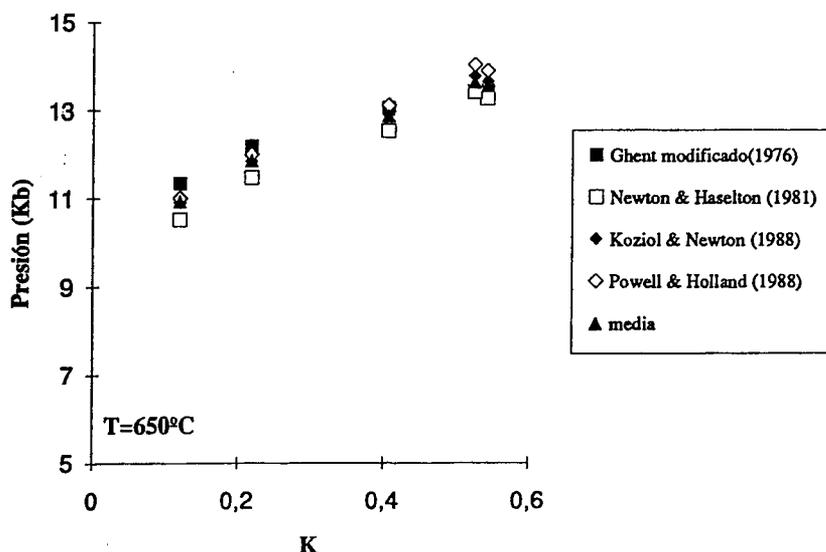


Fig. 5.17: Diagrama presión-K (X Grosularia/ X Anortita) que resume la aplicación del geobarómetro GASP en los esquistos de la unidad de Herradura.

2) A partir del pico metamórfico se inicia una descompresión acompañada de un enfriamiento. Durante este episodio se produce la foliación principal. La formación de estaurólita a partir de granate y distena se localiza entre 6 y 7 Kb y 525-550°C (Fig.5.14). La estaurólita está sobrepuesta a la foliación principal.

3) La descompresión acompañada de un descenso de temperatura debe continuar al menos hasta presiones inferiores a 4 Kb y temperaturas inferiores a 500°C, ya que no cristaliza sillimanita en estas rocas. La etapa de pliegues de crenulación se debe desarrollar en el campo de estabilidad de la andalucita. A partir de este punto no se dispone de datos. Por analogía con lo que se observa en otras unidades tanto en la formación de filitas como en los esquistos, se puede suponer que después de la fase de pliegues de crenulación hay un cambio en la trayectoria, y se produce un rápido enfriamiento. La velocidad de enfriamiento y la edad del mismo ha sido determinada en otras unidades mediante dataciones radiométricas (Monié et al., 1993; García-Casco, 1993).

5.4.1.2. Unidad de Tejada

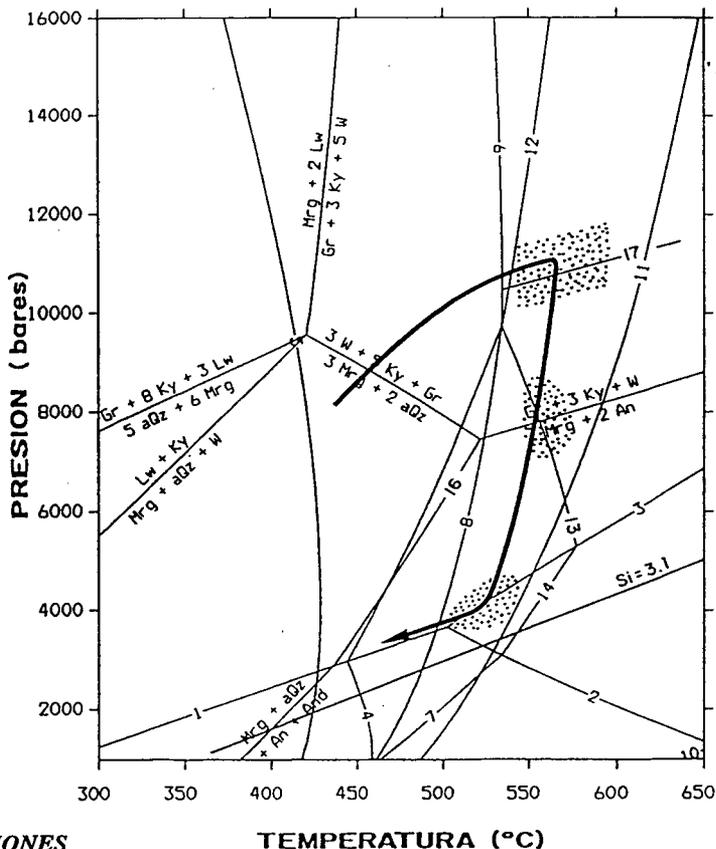
Los equilibrios minerales dentro del sistema FMASH que implican distena, almandino, estaurolita, cloritoide, sillimanita y andalucita para los esquistos de la unidad de Tejada se representan en la figura 5.18. El cálculo se ha efectuado mediante el mismo procedimiento que en el caso anterior (PTAX; Brown et al., 1988; base de datos de Berman, 1988). La actividad del componente almandínico de granate es 0.386 (Modelo aplicado de Ganguly y Saxena (1985), modificado por Moecher et al., (1988)). Para el resto de las fases se ha supuesto una actividad de 1. La situación del punto invariante estaurolita-granate ($a_{Alm}=0.386$)-cloritoide-cuarzo-distena está próxima a la del caso anterior. Así la reacción de generación de estaurolita a partir de granate y distena (5.1) se sitúa entre 540°C/9.7 Kb y 580°C/5.3 Kb.

Las estimaciones de temperatura realizadas con el geotermobarómetro granate-estaurolita de Perchuk (1977) están entre 530 y 570°C. Las relaciones texturales evidencian que los minerales más antiguos son granate y distena. Ambos aparecen como porfidoblastos previos a la foliación principal con abundantes inclusiones de rutilo (parcialmente alteradas a ilmenita). La estaurolita crece a expensas de estos dos minerales, durante el desarrollo de una foliación. Los marcadores de esta foliación, incluidos en los cristales de estaurolita, no tienen una continuación con la foliación exterior. Por lo que la estaurolita sería previa a la foliación más penetrativa en estas rocas que es una fábrica planolínear que pudiera estar sobreimpuesta a Sp.

Para realizar una estimación de las condiciones termobarométricas del pico metamórfico, previas al episodio de crecimiento de la estaurolita, se han utilizado dos geotermómetros (GARB y GARM) y tres geobarómetros (GASP, GRIPS y GRAIL).

Los resultados obtenidos con las diferentes calibraciones del termómetro granate-biotita se muestran en la figura 5.19. Las calibraciones de Hodges y Spear (1982) y Ferry y Spear (1978) suministran los valores más altos y más bajos respectivamente. El resto de las calibraciones están próximas a la media que oscila entre 525 y 550°C, con un dato que alcanza los 600°C.

El termómetro granate-moscovita ha sido aplicado a las inclusiones de fengita en el interior de granate (Foto. 83). Los resultados se exponen en la figura 5.20. La temperatura estimada por esta calibración oscila entre 550°C y 625°C. El valor medio, tomadas en cuenta la totalidad de las calibraciones es de 589°C (Std=65).



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

- | | |
|---|--|
| 1): Ky = And | 12): 14 Ky + 25 FCtd = 3 Alm + 4 St + 17 W |
| 2): Si = And | 13): 12 W + 46 Ky + 8 Alm = 25 aQz + 6 St |
| 3): Ky = Si | 14): 25 aQz + 6 St = 12 W + 46 Si + 8 Alm |
| 4): 3 aQz + 2 St + 4 W = 8 FCtd + 10 And | 16): Mrg + aQz = W + Ky + An |
| 5): 3 W + Ms + 2 Alm = Ann + 3 FCtd + 3 aQz | 17): Gar(Gras, Alm) + Ru = Ilm + An + Qz (Bohlen y Liotta, 1986) |
| 6): Alm + 2 Ky + 3 W = 2 aQz + 3 FCtd | 18): Gr + 3 Ky + 5 W = Mrg + 2 Lw |
| 7): 25 aQz + 6 St = 12 W + 8 Alm + 46 And | 19): Gr + 8 Ky + 3 Lw = 5 aQz + 6 Mrg |
| 8): 23 FCtd + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm | 20): Lw + Ky = Mrg + aQz + W |
| 9): 10 Ky + 8 FCtd = 3 aQz + 2 St + 4 W | 21): 3 W + 5 Ky + Gr = 3 Mrg + 2 aQz |
| 10): 6 Si + 25 Ms + 17 Alm = 96 And + 25 Ann + 12 W | 22): Mrg + aQz = W + An + And |
| 11): 7 Ms + 48 FCtd = Alm + 7 Ann + 6 St + 36 W | |

Fig. 5.18: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos claros de la Unidad de Tejada. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

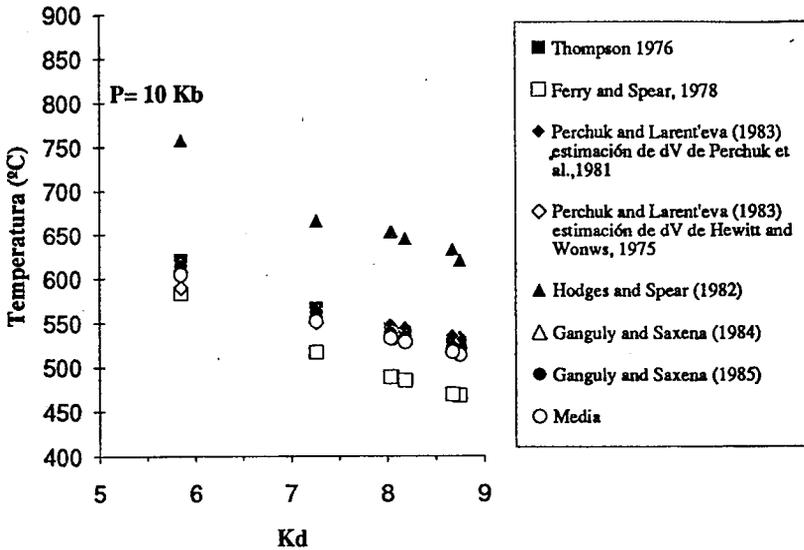


Fig. 5.19: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg biot/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-biotita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Tejada.

La figura 5.21 muestra los resultados de la aplicación del barómetro GASP con diferentes calibraciones (Ghent, 1976; Ghent et al., 1979; Newton y Haselton, 1981; Koziol y Newton, 1988; Powell y Holland, 1988). Los resultados obtenidos oscilan entre 8 y 12 Kb con una media en torno a 10 Kb.

El barómetro GRAIL (Bohlen et al., 1983), especialmente indicado para rocas peralumínicas, ha sido aplicado a rutilo e ilmenita incluidos en granate de los dominios pelíticos de estas rocas. Para el cálculo del $\ln K$ ($K=(a_{II}^3 a_K a_{Qz}^2)/(a_{Alm} a_{Ru}^3)$) se ha utilizado el modelo de actividad de Perkins (1979) para el granate (recomendado por los autores) y la a_{II} calculada mediante el programa PTMAFIC (Soto, 1993). El resto de las actividades se han considerado igual a 1. Para una $a_{Alm}=0.37$ y $a_{II}=0.93$, los valores de $\ln K$ son de 0.2. La isopleta de $\ln K=0.2$ a temperaturas entre 550 y 600°C indica presiones entre 8 y 9 Kb.

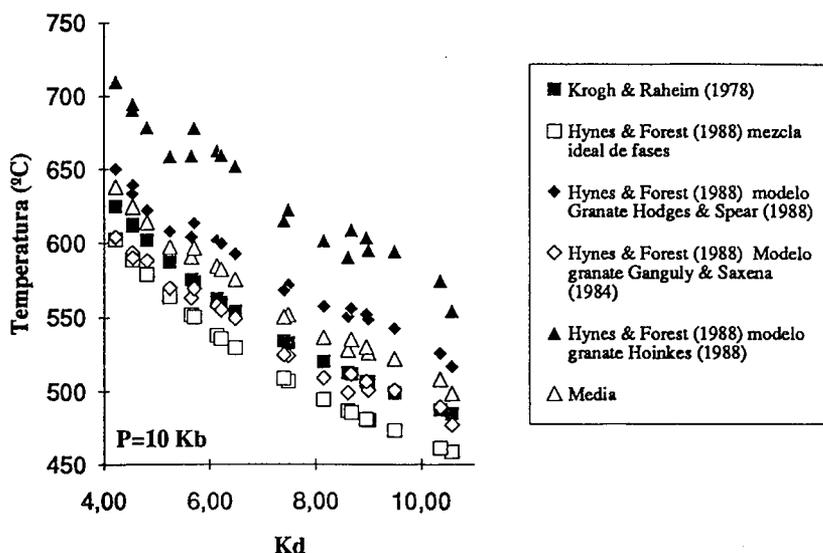


Fig. 5.20: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg mus/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Tejada.

Aunque el barómetro GRIPS está recomendado para granulitas y anfibolitas con granate, el autor admite que en rocas aluminicas en las que el granate contenga suficiente Ca, el error de este barómetro es similar al que pudiera existir en las litologías anteriormente mencionadas. De hecho las intercalaciones de niveles básicos con niveles aluminicos son muy frecuentes en estas rocas y no existe una gran diferencia de composición en el granate de ambos niveles (Fotos 84 y 85). El $\ln K$ ha sido calculado mediante el programa PTMAFIC (Soto, 1993). Los valores de este parámetro oscilan entre 2.6 y 2.1, lo que significa que para temperaturas entre 550°C y 600°C la presión estimada varía entre 10.5 y 11.5 Kb.

Teniendo en cuenta los datos anteriormente expuestos, la evolución metamórfica de la unidad de Tejada puede quedar resumida en las siguientes etapas:

1) En primer lugar un tramo progrado durante el cual crece el granate (en función de lo evidenciado en la zonación). Durante este primer episodio debe crecer distena junto con el granate. Ambos minerales presentan abundantes inclusiones de rutilo, que están ausentes en cualquier otro mineral o en la matriz. Así mismo, la presencia de cristales de margarita en

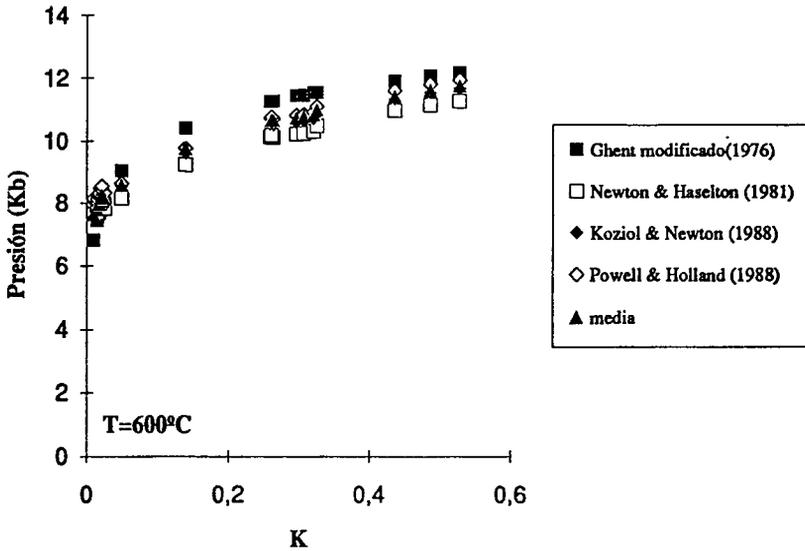


Fig. 5.21: Diagrama presión-K ($X_{Grosularia}/X_{Anortita}$) que resume la aplicación del geobarómetro GASP en los esquistos de la unidad de Tejada.

el interior del granate que a su vez no están presentes en la matriz, indica que la evolución progradada se desarrolla en el campo de estabilidad de rutilo y margarita+distena+epidota (Fig.5.18). La evolución progradada culmina en torno a un punto situado a una presión de 10-11 Kb (GASP, GRIPS y GRAIL) y una temperatura de 550-600°C (GARB y GARM). Durante la evolución progradada se desarrolla una foliación, conservada únicamente por inclusiones de cuarzo y mica rotadas en el interior del granate.

2) A partir del pico metamórfico se inicia una descompresión durante la cual se produce estauroлита a partir de granate y distena. Esto ocurre entre 530 y 570°C a una presión entre 9 y 5 Kb. El crecimiento de estauroлита es sincinemático con el desarrollo de una foliación, aunque previo a la fábrica plano-lineal más penetrativa en la roca.

3) La fábrica planolínear está constituida por fengita, sillimanita y cuarzo como minerales principales. Las fengitas tienen valores de Si de 3.1. A pesar de no poseer la asociación limitante por la ausencia de feldespatos potásicos (Massone y Schreyer, 1987), la isopleta de 3.1 puede considerarse como la presión mínima para la formación de dichas

fengitas (Fig.5.18). A 550°C la isopleta de 3.1 indica una presión mínima de 3 Kb. La temperatura mínima durante el desarrollo de esta fábrica es de 500°C, ya que el silicato de Al estable es la sillimanita. Si se establece una temperatura sobre unos 550°C para esta deformación, la presión máxima también puede ser estimada, sobre la base del campo de estabilidad de la sillimanita, en 4.2 Kb (Fig.5.18). La fábrica planolínear está afectada por un pliegue plurikilométrico vergente al N (perteneciente a la fase Pcn), de cuyo flanco inverso se han tomado las muestras.

En función de lo anteriormente expuesto, la evolución post-pico metamórfico en los esquistos claros de la unidad de Tejada sigue una trayectoria descompresiva prácticamente isotérmica. La ausencia de andalucita en estas rocas, constriñe la última parte de la evolución. A partir de un punto situado a 500-550°C y 3-4 Kb, las rocas deben comenzar un enfriamiento con escaso descenso bórico que impediría el crecimiento de este mineral. Este cambio en la trayectoria debe estar producido por una inversión tectónica que favorece un rápido proceso de exhumación de las rocas a la superficie. Las dataciones realizadas en el mismo área, aunque en la unidad de Torrox, avalan esta hipótesis, ya que las edades radiométricas extraídas de minerales con diferentes temperaturas de cierre (feldespato potásico, fengita, biotita, anfíbol) son muy similares y están alrededor de 19 m.a (Monié et al.,1993; García-Casco, 1993).

5.4.2. Unidades tipo Salobreña

Las muestras seleccionadas para analizar el metamorfismo, pertenecen a las unidades de Salobreña (ALÑ, ÑE, MSA) y de Murtas (MQM). En ambos casos se trata de esquistos, aunque pertenecientes a tramos distintos de la secuencia y consecuentemente con asociaciones distintas. Las muestras de la unidad de Salobreña se han tomado en el tramo más bajo de los esquistos grafitosos de esta unidad (Fig. 5.13). La asociación presente en estas rocas contiene los tres silicatos de aluminio además de estaurólita, granate, moscovita y biotita. En la unidad de Murtas, se trata del primer tramo de esquistos grafitosos situado a muro de las filitas (Fig. 5.13). Estos esquistos contienen la asociación: granate, cloritoide, estaurólita, epidota, moscovita, rutilo e ilmenita.

5.4.2.1. Unidad de Salobreña

En la unidad de Salobreña se ha efectuado un muestreo detallado de la formación de filitas y de los términos transicionales con los esquistos. Además, se ha realizado un muestreo más abierto de todos los tramos de los esquistos, comprobando la existencia de

una zonalidad progresiva hasta los términos más bajos. Esta zonalidad ya había sido descrita con anterioridad (Torres-Roldán, 1974), aunque es importante enfatizar determinados rasgos complementarios:

* A pesar de la existencia de abundantes fallas y despegues de carácter frágil, distribuidos de manera discreta, a lo largo de toda la secuencia de la unidad, el contacto entre la formación de filitas y los esquistos claros de grano fino es gradual, de manera que en algunos puntos es difícil discernir entre ambas litologías.

* La distena está presente en toda la secuencia, si bien existen tramos, en los que, por la composición química global, no se desarrolla este mineral.

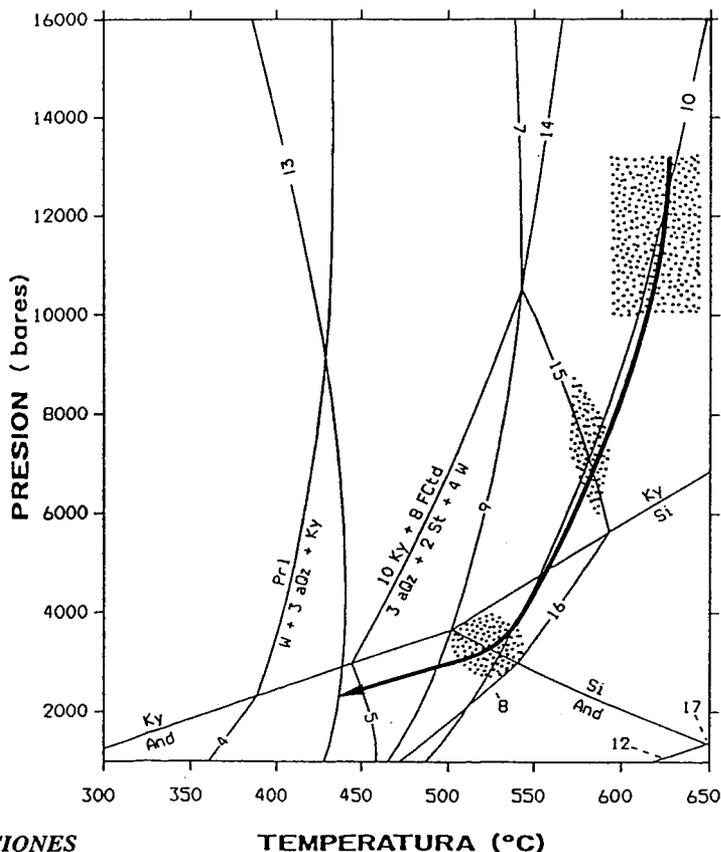
* Con la estaurolita, por el contrario, se puede establecer un intervalo entre su primera aparición (en los términos más bajos de la formación de filitas) con una composición anómala rica en Zn y su reaparición (en los términos transicionales entre los esquistos claros y los esquistos grafitosos) con composiciones pobres en Zn.

* La andalucita es el mineral de crecimiento más tardío y aparece por primera vez en los esquistos claros de grano fino, estando ausente en toda la formación de filitas.

* La sillimanita únicamente aparece en el tramo más bajo de los esquistos grafitosos, coincidiendo con el cierre de un sinclinal vergente al N. De manera que estos términos pueden encontrarse tanto en flanco normal y como en flanco inverso.

Estos últimos términos han sido los seleccionados para establecer un análisis termobarométrico ya que se trata de los más bajos aflorantes en la secuencia de la unidad de Salobreña. La asociación mineral presente en estos esquistos grafitosos incluye los tres silicatos de aluminio, granate, estaurolita, moscovita y biotita. La ausencia de plagioclasa y de inclusiones de rutilo e ilmenita en el granate ha impedido realizar estimaciones barométricas. Sin embargo, la temperatura sí que ha podido ser calculada mediante los termómetros GARB y GARM (Fig. 5.23 y 5.24). Estos datos de temperatura serán evaluados conjuntamente más adelante con los datos P-T obtenidos en la formación de filitas para obtener una estimación de la presión alcanzada en estos niveles durante el pico metamórfico.

La figura 5.22 muestra el conjunto de equilibrios químicos dentro del sistema FASH para un granate cuya $a_{\text{Alm}}=0.467$ (según el modelo de Ganguly y Saxena, 1985 modificado por Moecher et al., 1988). En este caso el punto invariante estaurolita-almándino-cloritoide-distena-cuarzo se sitúa a 10.3 Kb. La estaurolita en estas rocas es de



LISTA DE REACCIONES

TEMPERATURA (°C)

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

- | | |
|---|---|
| 1): Ky = And | 10): 7 Ms + 48 FCtd = Alm + 7 Ann + 6 St + 36 W |
| 2): Si = And | 11): 10 Ky + 8 FCtd = 3 aQz + 2 St + 4 W |
| 3): Ky = Si | 12): 6 St + 25 Ms + 17 Alm = 96 And + 25 Ann + 12 W |
| 4): Prl = W + 3 aQz + And | 13): 3 W + Ms + 2 Alm = Ann + 3 FCtd + 3 aQz |
| 5): 3 aQz + 2 St + 4 W = 8 FCtd + 10 And | 14): 14 Ky + 25 FCtd = 3 Alm + 4 St + 17 W |
| 6): Prl = W + 3 aQz + Ky | 15): 12 W + 46 Ky + 8 Alm = 25 aQz + 6 St |
| 7): Alm + 2 Ky + 3 W = 2 aQz + 3 FCtd | 16): 25 aQz + 6 St = 12 W + 46 Si + 8 Alm |
| 8): 25 aQz + 6 St = 12 W + 8 Alm + 46 And | 17): 17 Alm + 25 Ms + 6 St = 12 W + 96 Si + 25 Ann |
| 9): 23 FCtd + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm | |

Fig. 5.22: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos grafitosos de la Unidad de Salobreña. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletas de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

sin a postcinemática con respecto a Sp y es previa al crecimiento de fibrolita y andalucita (Fotos 86 y 87). El geotermobarómetro de Perchuk, (1977), suministra una temperatura en torno a 570-590°C para el crecimiento de estaurólita. Para esa temperatura el equilibrio 1 se sitúa a una presión entre 6.5 y 9 Kb.

La zonación de los granates muestra evidencias de homogeneización ya que el Mn presenta un perfil plano al igual que la relación Fe/(Fe+Mg) (Fig.5.7). Aunque esta última relación desciende ligeramente hacia los bordes, mostrando una débil y residual zonación progradada que el Ca y el Mg marcan más claramente (Fig.5.7). Como ya ha sido expuesto en este capítulo, la homogeneización del granate depende del tamaño del mismo, la velocidad de enfriamiento, la relación biotita/granate y de la temperatura (Spear et al.,1990; Spear, 1991). Para la estimación de la temperatura del pico metamórfico se han utilizado los bordes de los granates, que son los que presentan una cantidad de Ca menor y una cantidad de Fe y Mg mayor. Aunque si existe una homogeneización parcial, el valor de temperatura estimado será inferior al alcanzado en el pico metamórfico.

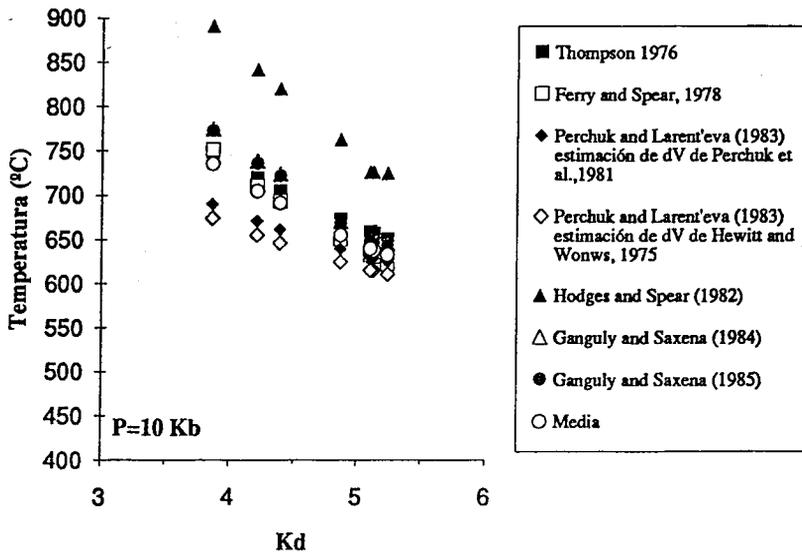


Fig. 5.23: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg biot/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-biotita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Salobreña (esquistos grafitosos).

Las diferentes calibraciones del termómetro GARB, a excepción de la de Hodges y Spear (1982), suministran valores muy próximos con un promedio entorno a 650°C (Fig.5.23).

Con el termómetro GARM se obtienen valores más dispersos (Fig.5.24). Los obtenidos mediante la calibración de Hynes y Forest (1988) para un modelo de Hoinkes aplicado al granate son los más altos y oscilan entre 550 y 600°C.

La presencia de fibrolita y/o andalucita en el clivaje de crenulación de los pliegues vergentes al N (Foto 13 y 14) impone restricciones sobre las condiciones P-T en las que se desarrolla esta fase de deformación. La temperatura debe ser superior a 500°C y la presión inferior a 3.8 Kb (Fig.5.22). Diversos autores han descrito la presencia de estaurrolita sellando el clivaje de crenulación en los esquistos grafitosos de

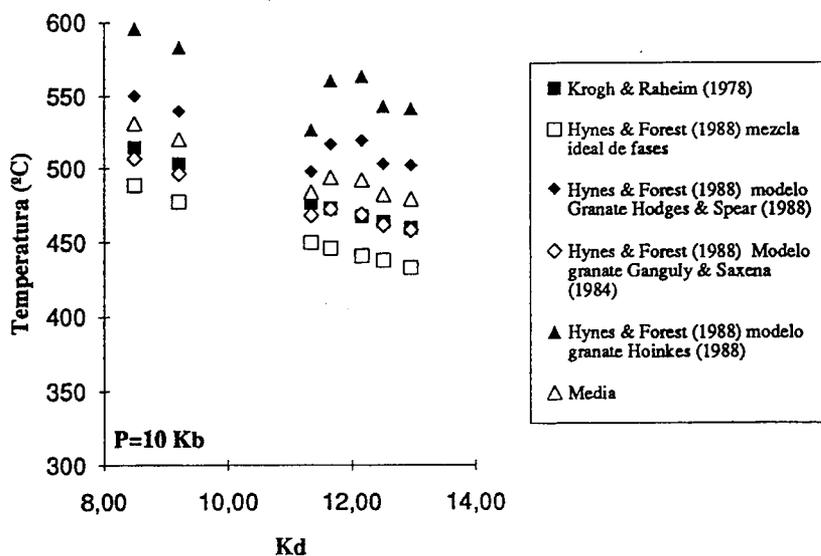


Fig. 5.24: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg mus/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Salobreña (esquistos grafitosos).

unidades como la de Salobreña (Simancas y Campos, 1993) o Adra (Cuevas, 1990). Aunque la estaurolita únicamente ha sido observada post-Sp junto a distena (Foto 88), el crecimiento de estaurolita durante este episodio es posible con las condiciones P-T anteriormente mencionadas.

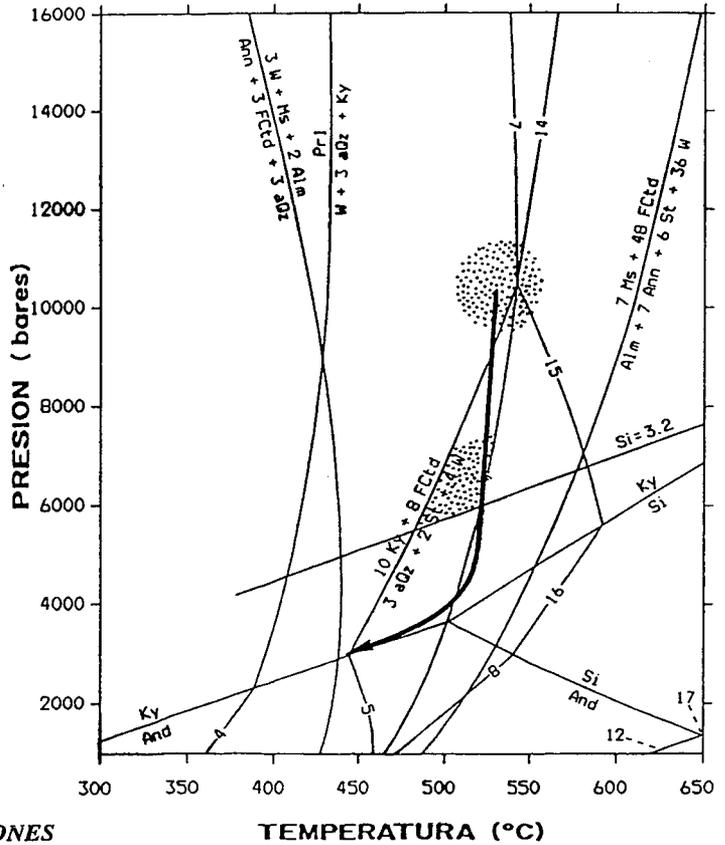
Por lo tanto, la trayectoria post-pico metamórfico puede ser configurada con tres datos de temperatura y dos datos de presión (Fig.5.22):

- 1) En el pico metamórfico, aunque no se disponen de datos de presión, la temperatura debió oscilar entre los 600 y 650°C.
- 2) El crecimiento de estaurolita sin a postcinemático con respecto a Sp se produce a 570-590°C y 6.5-9 Kb.
- 3) El crecimiento de sillimanita y/o andalucita se produce entre 500-550°C y 3.8-2.3 Kb.

5.4.2.2. Unidad de Murtas

En la unidad de Murtas se ha seleccionado el primer tramo de esquistos grafitosos en el cual se preserva aún el cloritoide como reliquia. Las muestras MQM han sido la escogidas para realizar una estimación termobarométrica de la evolución metamórfica de estos términos. La figura 5.25 muestra el conjunto de equilibrios químicos (calculados con PTAX; Brown et al., 1988 con la base de datos termodinámicos de las fases de Berman, 1988) dentro del sistema FMASH. La actividad del término almandino del granate ($a_{Alm}=0.46$) ha sido calculada utilizando el modelo de actividad de Ganguly y Saxena (1985) y modificado por Moecher et al., (1988) (calculado con PTMAFIC; Soto, 1993). Para el cloritoide se ha adoptado la fracción molar de Fe como actividad ($X_{Fe}=0.83$). La estaurolita, como ya ha sido descrito en este capítulo presenta cantidades de Zn que pueden alcanzar 0.9 a.p.f. (4.35% peso). Por esta razón se ha adoptado la fracción molar de Fe ($X_{Fe}=0.62$) en la estaurolita como actividad, ya que no existe en la actualidad un modelo de actividad idóneo para este mineral debido a la complejidad de la distribución de los componentes químicos en su estructura.

El cloritoide y el granate son dos minerales previos a la foliación principal. El cloritoide se reduce a varios cristales situados texturalmente en las proximidades de estaurolita (Foto 89). La distena aunque está ausente en la muestra, es un mineral abundante en el afloramiento. En el interior de los granates, son frecuentes las inclusiones de fengita, rutilo, ilmenita e incluso pequeños cristales de cloritoide y epidota. De este



LISTA DE REACCIONES

TEMPERATURA (°C)

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

- | | |
|---|---|
| 1): Ky = And | 10): Prl = W + 3 aQz + Ky |
| 2): Si = And | 11): 10 Ky + 8 FCtd = 3 aQz + 2 St + 4 W |
| 3): Ky = Si | 12): 6 St + 25 Ms + 17 Alm = 96 And + 25 Ann + 12 W |
| 4): Prl = W + 3 aQz + And | 13): 7 Ms + 48 FCtd = Alm + 7 Ann + 6 St + 36 W |
| 5): 3 aQz + 2 St + 4 W = 8 FCtd + 10 And | 14): 14 Ky + 25 FCtd = 3 Alm + 4 St + 17 W |
| 6): 3 W + Ms + 2 Alm = Ann + 3 FCtd + 3 aQz | 15): 12 W + 46 Ky + 8 Alm = 25 aQz + 6 St |
| 7): Alm + 2 Ky + 3 W = 2 aQz + 3 FCtd | 16): 25 aQz + 6 St = 12 W + 46 Si + 8 Alm |
| 8): 25 aQz + 6 St = 12 W + 8 Alm + 46 And | 17): 17 Alm + 25 Ms + 6 St = 12 W + 96 Si + 25 Ann |
| 9): 23 FCtd + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm | |

Fig. 5.25: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos grafitosos de la Unidad de Murtas. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletras de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

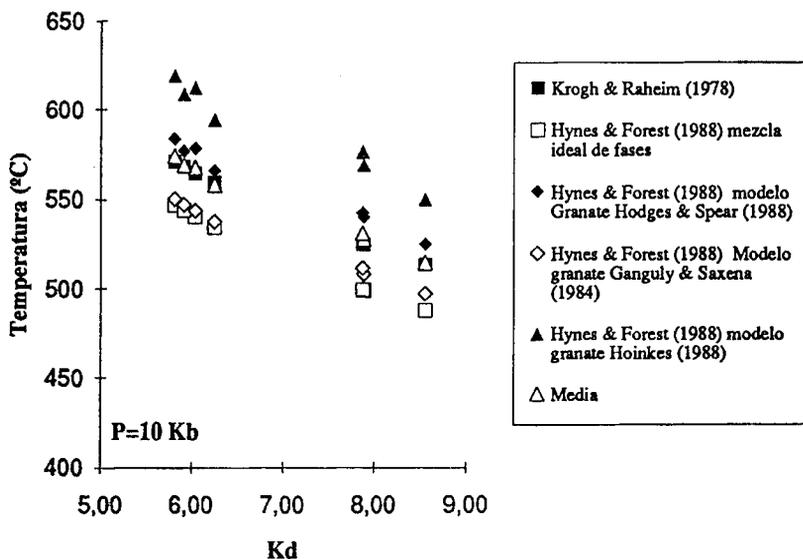


Fig. 5.26: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg mus/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Murtas (esquistos grafitosos).

último mineral, se han detectado dos variedades, la primera, que constituye el centro de los cristales, es una alanita, mientras que el borde es una epidota s.s.

La ausencia de biotita hace que las únicas estimaciones sobre la temperatura del pico metamórfico sean las del termómetro granate-moscovita. La figura 5.26 representa gráficamente los resultados de la aplicación de este geotermómetro. La media del conjunto de las calibraciones aplicadas oscila entre 525 y 575°C.

El crecimiento de estaurólita se produce previamente o durante el desarrollo de la foliación principal.

La ausencia de distena o cualquier otro aluminosilicato impide realizar estimaciones con respecto a la presión. La presencia de fengitas, constituyendo la foliación principal, con valores de Si de 3.2, nos suministra una presión mínima de 6-7 Kb (a 500-550°C) para el desarrollo de dicha estructura.

Así que la trayectoria P-T post-pico seguida por la unidad de Murtas tiene una

tendencia descompresiva isotérmica. Aunque en este caso, se desconoce la presión alcanzada en el pico metamórfico, ésta fue superior a 6 Kb, presión a la que se desarrolla la foliación principal (Fig.5.25). La estaurólita puede crecer a partir de estas dos reacciones en función de la existencia o no de distena en el medio:



La reacción 5.2 se cruza a 9 Kb y la reacción 5.3 a 7 Kb para una temperatura de 550°C. Es importante recordar que los términos de la formación de filitas de esta unidad poseen la asociación Mg-carfolita-distena-clorita±cloritoide, con lo cual la presión mínima alcanzada por estas rocas es superior a 10 Kb.

5.4.3. Unidades tipo Jubrique

Cuando no están omitidas por procesos tectónicos, estas unidades ocupan la posición más alta dentro del Complejo Alpujarride. A este conjunto pertenecen las unidades de Jubrique, Adra y algunos de los klippen que afloran en el sector central (klippen de Guindalera). La unidad de Torrox, recientemente estudiada desde el punto de vista metamórfico (García-Casco, 1993), ha sido correlacionada con la unidad de Jubrique por este autor. En este trabajo se han seleccionado determinados niveles de la unidad de Jubrique y de la unidad de Adra para establecer la evolución tectonometamórfica (Fig. 5.13).

5.4.3.1. Unidad de Jubrique

De la unidad de Jubrique se han escogido muestras pertenecientes al tramo de esquistos grafitosos con granate, estaurólita, andalucita, distena, biotita y fengita (GG-2). Así como muestras pertenecientes a la formación de gneises granatíferos con intercalaciones de rocas anfibólicas (GG-26 y GG-27). Además, en esta unidad se ha efectuado un exhaustivo muestreo a lo largo de toda la secuencia en el que se ha verificado la existencia de una zonalidad metamórfica progradada, fuertemente adelgazada, desde la formación de filitas hasta las formaciones gnéicas (Balanyá et al., 1993).

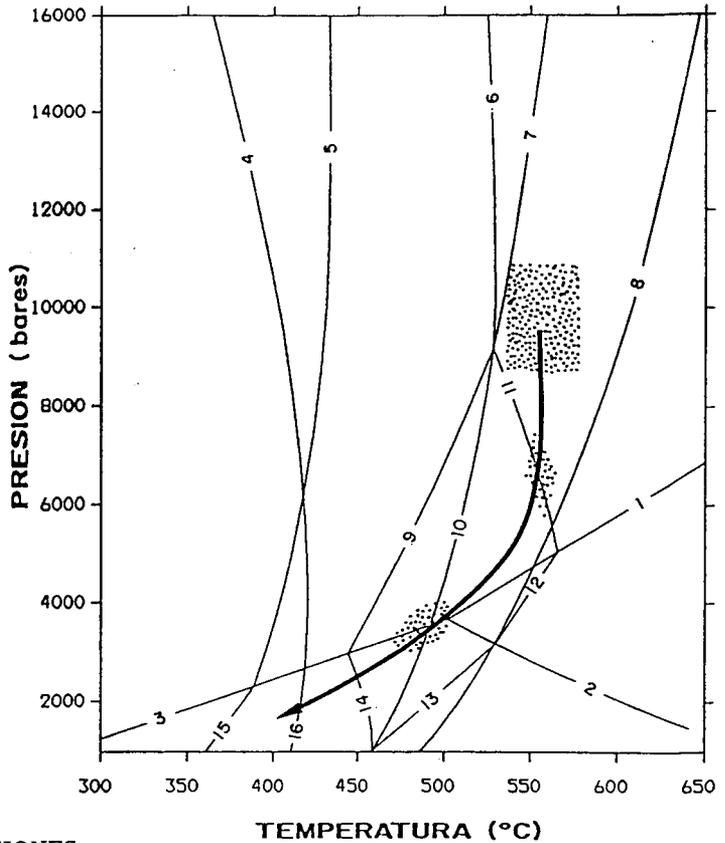
5.4.3.1.1. Esquistos grafitosos

En estas rocas, al igual que ocurre en el resto de las unidades alpujarrides, la distena y el granate son los minerales más antiguos, siendo siempre previos a la foliación principal. La estaurolita ha sido descrita, en la prolongación meridional de esta unidad, como un mineral sincinemático con respecto a Sp (Torres-Roldán, 1979). Sin embargo, la estaurolita observada en esta unidad es postcinemática con respecto a esta estructura. El crecimiento de andalucita sobre cristales de estaurolita es una de las texturas más típicas (Foto 90). Por tanto, la cristalización de estaurolita en esta unidad es previa a la andalucita y consecuentemente, anterior al desarrollo de la etapa de pliegues vergentes al N (Pcn; la andalucita aparece generalmente afectada por estos pliegues). El geotermobarómetro granate-estaurolita de Perchuk (1977) indica una temperatura de 550-560°C para el crecimiento de este último mineral. En la figura 5.27 se observa que la banda correspondiente a este rango de temperaturas intersecta la reacción 11, de formación de la estaurolita a expensas de granate y distena, entre 6 y 7 Kb.

Otro punto de la trayectoria P-T puede deducirse de la ausencia de sillimanita, ya que en tal caso, a presiones entorno a 4 Kb, la temperatura no debió exceder los 500°C. El crecimiento de estaurolita es continuo hasta el inicio de la fase de pliegues vergentes al N. Estos pliegues se desarrollan dentro del campo de estabilidad de la andalucita, ya que este mineral se observa en dos posiciones texturales: afectado por dicha fase de deformación y sellándola. Estos datos indican que cuando la trayectoria metamórfica de estas rocas alcanza el campo de estabilidad de la andalucita, la estaurolita aún es estable, por lo que puede definirse un punto de la trayectoria a la temperatura de aproximadamente 500°C y la presión de 3.5-4 Kb (Fig.5.27).

La temperatura alcanzada por estas rocas en el pico metamórfico ha sido calculada mediante la aplicación de los termómetros GARB (Fig.5.28) y GARM (Fig.5.29). Para el termómetro GARB se han utilizado análisis químicos de biotitas de la matriz y bordes de granates (cuya zonación indica un crecimiento progrado). A excepción de la calibración de Hodges y Spear (1982), el resto de las calibraciones reportan datos comprendidos entre 570-670°C. La calibración más próxima a la media en este caso es la de Perchuk y Larent'eva (1983), que indica una temperatura entre 580-600°C.

Para el cálculo de la temperatura del pico metamórfico mediante el termómetro GARM se han escogido pares de cristales de fengita incluidos en el seno de granates. Los resultados (Fig.5.29) indican que la temperatura está entre 530-590°C.



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

- | | |
|--|--|
| 1): Ky = Si | 9): 10 Ky + 8 FCtd = 3 aQz + 2 St + 4 W |
| 2): Si = And | 10): 23 FCtd + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm |
| 3): Ky = And | 11): 12 W + 46 Ky + 8 Alm = 25 aQz + 6 St |
| 4): 3 W + Ms + 2 Alm = Ann + 3 FCtd + 3 aQz | 12): 25 aQz + 6 St = 12 W + 46 Si + 8 Alm |
| 5): Prl = W + 3 aQz + Ky | 13): 25 aQz + 6 St = 12 W + 8 Alm + 46 And |
| 6): Alm + 2 Ky + 3 W = 2 aQz + 3 FCtd | 14): 3 aQz + 2 St + 4 W = 8 FCtd + 10 And |
| 7): 14 Ky + 25 FCtd = 3 Alm + 4 St + 17 W | 15): Prl = W + 3 aQz + And |
| 8): 7 Ms + 48 FCtd = Alm + 7 Ann + 6 St + 36 W | |

Fig. 5.27: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos grafitosos de la Unidad de Jubrique. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletras de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

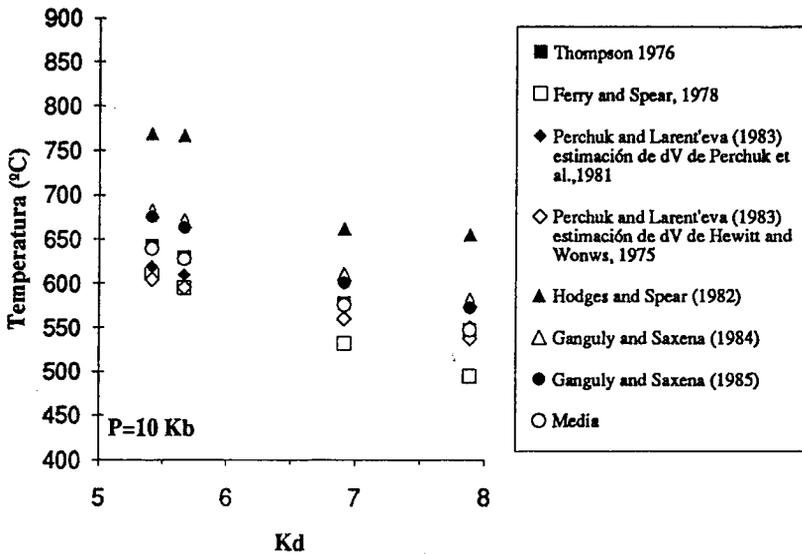


Fig. 5.28: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg biot/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-biotita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Jubrique (esquistos grafitosos).

En este caso no se disponen de estimaciones acerca de la presión con anterioridad al desarrollo de la foliación principal. Sin embargo, se puede estimar un valor mínimo de presión de 8 Kb (a las temperaturas arriba indicadas), ya que la asociación mineral estable en este pico bórico es granate-distena-cuarzo (Fig.5.27).

5.4.3.1.2. Gneises granatíferos

La formación de gneises granatíferos de esta unidad constituye la parte más baja de la secuencia. Los gneises están afectados por la zona de cizalla que separa la unidad del macizo peridotítico de Ronda (Balanyá, 1991; Balanyá et al., 1993). En el interior de la formación pueden reconocerse cuerpos de rocas básicas, intercalados a diversas escalas, que se disponen paralelamente a la foliación principal (en este caso es una foliación

milonítica desarrollada en la zona de cizalla). Para efectuar un estudio termobarométrico de la evolución metamórfica seguida por estas rocas se han seleccionado diversas muestras de los dominios gnéisicos (ej. GG-26B) y de los dominios en los que las intercalaciones anfibolíticas son centimétricas (ej. GG-27). En los primeros la asociación mineral característica es: granate- distena- sillimanita- biotita- moscovita- feldespato potásico- plagioclasa- hercinita- rutilo- ilmenita- cordierita- cuarzo. En los dominios con intercalaciones de carácter básico la asociación mineral es más compleja incluyendo clinopiroxeno-ortopiroxeno-titanita.

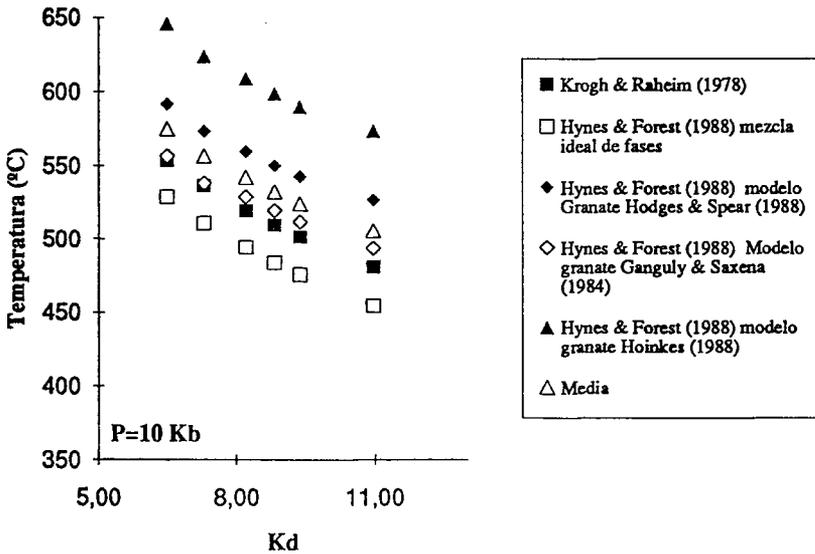


Fig. 5.29: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg mus/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de la unidad de Jubrique (esquistos grafitosos).

El análisis textural en estas rocas se convierte en un elemento básico para comprender la evolución metamórfica. Los minerales más antiguos son el granate, la distena y los dos piroxenos. Generalmente ambos piroxenos están fracturados y estirados, aunque, pueden conservarse porfidoblastos con la morfología inicial parcialmente

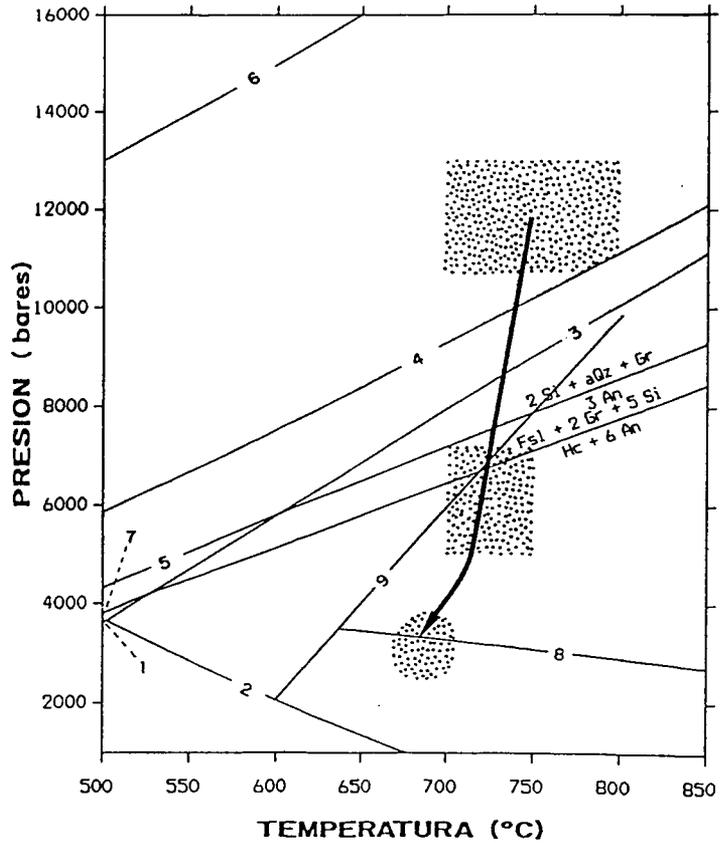
conservada (Fotos 91). En el interior del granate son frecuentes las inclusiones de plagioclasa, rutilo e ilmenita. La distena, que es menos abundante en los dominios con intercalaciones de rocas básicas, siempre aparece alterada por micas y/o sillimanita. Los dos piroxenos están igualmente fracturados y estirados en niveles paralelos a la foliación principal. La biotita, sillimanita y el cuarzo constituyen la foliación principal. En los dominios con intercalaciones de rocas básicas se unen a estos minerales, agregados de plagioclasa \pm feldespato potásico. Finalmente, la cordierita se superpone a la foliación principal.

Los granates están zonados con un patrón de crecimiento progrado en las zonas centrales y evidencias de disolución retrógrada en los bordes e incluso en las proximidades de grandes fracturas que los afectan (cf. epígrafe 5.2.2.1). Se trata de granates almandínicos, si bien el porcentaje de pirope es muy alto, alcanzando el 38% en las zonas menos afectadas por la disolución retrógrada (frente a 52% de almandino, 5% de grosularia y 4.5% de espesartina). Este primer dato ya evidencia que el crecimiento de granate se produce en condiciones de alta presión y alta temperatura (ej. Chopin et al., 1991; Avigad et al., 1992).

El clinopiroxeno es un término cálcico de la solución sólida diópsido-hedembergita. La composición es variable a lo largo de esa solución sólida ($a_{Di}=0.595$ y $a_{Hd}=0.302$ $a_{Di}=0.292$ y $a_{Hd}=0.692$; las actividades han sido calculadas mediante el programa PTMAFIC de Soto, 1993, según la fórmula de Wood y Banno, 1973, para una temperatura de 750°C y una presión de 10 Kb). Se ha observado una ligera zonación, de tal manera que los núcleos son más ricos en diópsido.

El ortopiroxeno es de composición enstatítica, aunque se han analizado diversos términos intermedios de la solución sólida enstatita-ferrosilita (Desde $a_{En}=0.338$ y $a_{Fs}=0.094$ hasta $a_{En}=0.221$ y $a_{Fs}=0.228$; el cálculo de las actividades se ha realizado por el mismo procedimiento que para el clinopiroxeno).

La figura 5.30 muestra una parrilla petrogenética calculada mediante el programa PTAX (Brown et al., 1988) para el sistema FMCASH. Las actividades del granate (Ganguly y Saxena, 1985; modif. por Moecher et al., 1988), espinela (Herzberg y Chapman's, 1976), plagioclasa (Hodges y Royden's, 1984), clinopiroxeno y ortopiroxeno (Wood y Banno, 1973) han sido calculadas mediante el programa PTMAFIC (Soto, 1993) siguiendo las fórmulas propuestas por los diferentes autores. La reacción de aparición de la Fe-cordierita a partir de almandino+sillimanita+cuarzo se ha tomado de Holdaway y Lee (1977). A este diagrama P-T se le han superpuesto las diferentes estimaciones termobarométricas realizadas sobre los gneises granatíferos.



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

- | | |
|-------------------------------|--|
| 1): $Ky = And$ | 7): $Fsl + 2 Gr + 5 Ky = Hc + 6 An$ |
| 2): $Si = And$ | 8): $Alm + Si + Qz = Crd$ (Holdaway & Lee, 1977) |
| 3): $Ky = Si$ | 9): $Si + KFd + W = Ms + Qz$ |
| 4): $2 Alm = Ky + Hc + 5 Fsl$ | 10): $2 Si + aQz + Gr = 3 An$ |
| 5): $aQz + 2 Ky + Gr = 3 An$ | 11): $Fsl + 2 Gr + 5 Si = Hc + 6 An$ |
| 6): $aQz + Alm = 3 Fsl + Ky$ | |

Fig. 5.30: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletras de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

La presencia de clino y ortopiroxeno además del granate y la plagioclasa, introduce la posibilidad de utilizar gran cantidad de termómetros y barómetros basados en el intercambio de Fe, Mg y Ca entre estas fases. Sin embargo, la mayor parte de las calibraciones tienen fuertes constricciones en relación con la composición química de las fases. Esto ha posibilitado que se hayan obtenido resultados irreales al aplicar determinados geotermobarómetros con algunas calibraciones. Para la obtención de la temperatura del pico metamórfico en estas rocas se ha seleccionado el geotermómetro granate-clinopiroxeno (utilizando las zonas internas del granate en las cuales los efectos de la disolución retrógrada son menores) en las calibraciones de Ellis y Green (1979) y Powell (1985). El valor medio de la temperatura obtenido teniendo en cuenta ambas calibraciones es de $747 \pm 51^\circ\text{C}$ (30 pares). Sin embargo, si se toman únicamente los bordes de los clinopiroxenos, la temperatura es de $781 \pm 39^\circ\text{C}$ (12 pares). Se ha analizado una única fengita incluida en el interior del granate (muestra GG-26B). Aplicando el termómetro granate-moscovita, con la calibración de Krogh y Raheim (1978), a esta inclusión, la temperatura obtenida es de 745°C (utilizando la totalidad de las calibraciones expuestas en esta memoria el valor medio de la temperatura es de 753°C).

Una estimación mínima de presión, en el pico metamórfico, puede obtenerse teniendo en cuenta que el aluminosilicato presente en la asociación es la distena. La figura 5.30 evidencia que la reacción distena-sillimanita se corta entre 9 y 10 Kb a una temperatura de $750\text{-}800^\circ\text{C}$. Asimismo, la asociación granate-distena-ortopiroxeno (para las actividades de las respectivas fases anteriormente mencionadas) es estable a una presión mínima de 10 Kb (a 750°C).

Para obtener mayor precisión en la estimación bórica se han aplicado tres geobarómetros con diferentes calibraciones: GASP, GRIPS, GRT-CPX-OPX-PL-QTZ. El barómetro GASP (Ghent, 1976; Ghent et al., 1979; Newton y Haselton, 1981; Koziol y Newton, 1988; Powell y Holland, 1988) se ha aplicado a las inclusiones de plagioclasa de los granates y los puntos adyacentes (presión del pico metamórfico). Los valores obtenidos (calculados con las cuatro calibraciones utilizadas en este trabajo) se encuentran en un intervalo entre 10 y 14 Kb con un valor medio de 11.8 Kb (Fig. 5.31). Con el barómetro GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986), se puede estimar una presión entre 10-13 Kb (para una temperatura de 750°C). El barómetro GRT-CPX-OPX-PL-QTZ (Paria et al., 1988) se fundamenta en el intercambio de Fe, Mg y Ca entre las diferentes fases. Se ha aplicado a siete grupos de fases que se suponen en equilibrio. Los resultados obtenidos están comprendidos entre 12.1-14.4 Kb con un valor medio de 13.0 Kb (Std=0.91).

Por lo tanto, una interpretación global de los datos termobarométricos obtenidos nos permiten estimar que el final de la evolución progradada en la formación de gneises

granatíferos se produce entre 700-800°C y 12±2 Kb. La foliación principal de la roca se forma con posterioridad a este episodio.

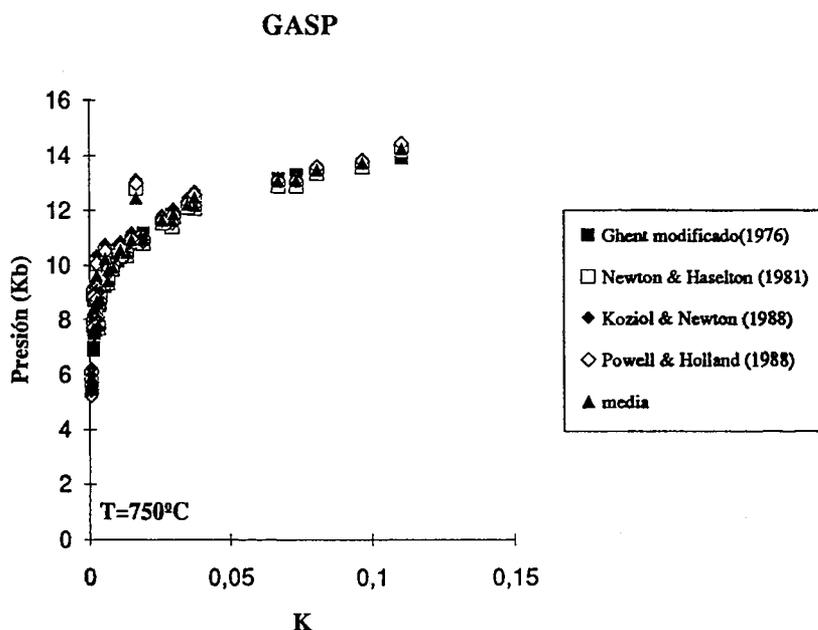


Fig. 5.31: Diagrama presión-K ($X_{Grosularia}/X_{Anortita}$) que resume la aplicación del geobarómetro GASP en los gneises granatíferos de la unidad de Jubrique.

Para estimar la temperatura de formación de la foliación principal se ha empleado el geotermómetro granate-biotita aplicado al borde de los granates (están reequilibrados parcialmente) y las biotitas que constituyen la foliación. La figura 5.32 muestra gráficamente los resultados de esta aplicación. La temperatura resultante oscila entre 700 y 750°C.

La presión a la que se produce este episodio puede ser calculada teniendo en cuenta que el aluminosilicato estable es la sillimanita (Foto 92; texturalmente entremezclada con la biotita) y que la cordierita postdata este episodio. De este modo, la presión a la que se forma la foliación principal debe estar comprendida entre 3 y 7.5 Kb (Fig.5.30; la reacción $distena=sillimanita$ y la reacción $Gar+Sil+Qtz=Crd$ de Holdaway y Lee, 1977). El geobarómetro GASP ha sido utilizado para pares compuestos por

plagioclasa de los agregados paralelos a la foliación y la composición de los bordes de los granates. La presión resultante está comprendida entre 5 y 7 Kb (para todas las calibraciones), con un valor medio de 6.3 ± 1.2 Kb (Fig.5.31).

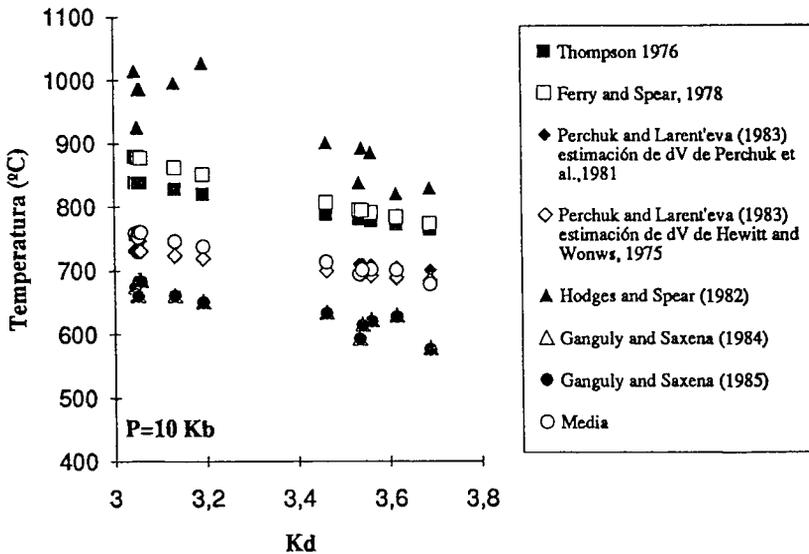


Fig. 5.32: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg biot/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-biotita, para distintas calibraciones, a pares minerales de los gneises granatíferos de la unidad de Jubrique.

Después de la formación de la foliación principal, la presión desciende sin un considerable descenso de la temperatura ya que el crecimiento de cordierita se produce entre 3.5 y 2.5 Kb a una temperatura aún superior a 625°C (Fig.5.30).

A partir de estos datos se infiere que la trayectoria metamórfica post-pico bórico seguida por la formación de gneises granatíferos de la unidad de Jubrique tiene una fuerte tendencia descompresiva acompañada de un ligero descenso térmico (Fig.5.30). Este tipo de trayectoria es similar a la deducida en los esquistos de otras unidades alpujárrides. La

zona de cizalla que separa las peridotitas de la unidad de Jubrique se produce entre el desarrollo de la foliación principal y la cristalización de cordierita que sella a la foliación milonítica. La trayectoria metamórfica apunta a que esta zona de cizalla sea extensional (Balanyá et al., 1993).

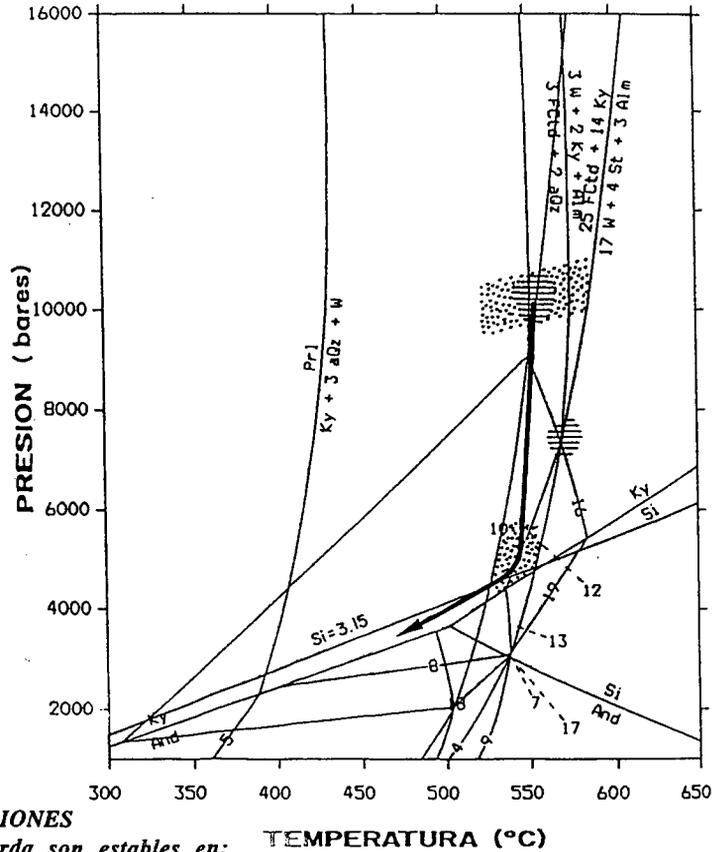
5.4.3.2. Unidad de Adra

En la unidad de Adra se han seleccionado dos niveles distintos de los esquistos grafitosos separados entre sí 50 m aproximadamente. Ambas muestras pertenecen a la zona de la estaurolita, aunque en la más alta, la estaurolita coexiste con el cloritoide, si bien este último mineral se encuentra en cantidades modales muy bajas. Así la asociación mineral en la muestra más alta (RAD-6) es: estaurolita-cloritoide-moscovita-epidota-cuarzo y en la muestra (RAD-7) situada 50 m por debajo la asociación es: granate-estaurolita-distena-moscovita-rutilo-ilmenita-cuarzo. La situación de las muestras RAD-6 y 7 es muy próxima, no observándose ningún despegue tectónico de importancia entre ambos puntos, por lo que se supone que las condiciones P-T y la evolución metamórfica debe ser similar para los dos niveles.

La figura 5.33 muestra una parrilla petrogenética calculada con el programa GEOCALC (Brown et al., 1988; base de datos de Berman, 1988) en el sistema FASH para una actividad del componente almandino del granate de 0.42 (el modelo de actividad utilizado es el de Ganguly y Saxena, 1985; modificado por Moecher et al., 1988). La composición del granate es la obtenida en la muestra RAD-7. Para el resto de las fases se ha supuesto una actividad igual a 1. El punto invariante (para la actividad del granate anteriormente expuesta) granate-distena-estaurolita-cloritoide-cuarzo se sitúa a 9 Kb y 550°C.

En la muestra RAD-6, el cloritoide aparece como una reliquia previa a la foliación principal rodeado de estaurolita que post-data a esta estructura (Foto 93). La coexistencia de cloritoide y estaurolita se produce un intervalo de temperatura entre 525°C y 625°C (en el sistema KFASH; Fig. 5.33). La ausencia de granate y distena impide tener estimaciones barométricas en esta muestra.

En la muestra RAD-7, la distena y el granate son los minerales más antiguos. La distena (Fotos 94 y 95) se conserva como reliquias parcial o totalmente reemplazadas por estaurolita. El granate es de pequeño tamaño (< 100 Mm) y suele estar incluido en el interior de grandes cristales de estaurolita (Fotos 22 y 23). En esta muestra se observan



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en:
 el campo de valores más altos de la variable Y, o en
 el campo de valores más altos de la variable X
 para las reacciones verticales

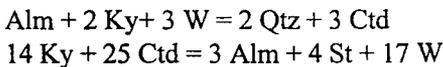
- | | |
|--|--|
| 1): $Ky = And$ | 11): $7 Ky + 3 aQz + W$ |
| 2): $Si = And$ | 12): $8 FCtd + 10 Ky = 4 W + 2 St + 3 aQz$ |
| 3): $Ky = Si$ | 13): $4 W + 2 St + 3 aQz = 8 FCtd + 10 Si$ |
| 4): $3 FCtd + 2 aQz = 3 W + Alm + 2 And$ | 14): $4 Alm + 12 FCtd + 38 Ky = 6 St + 17 aQz$ |
| 5): $Prl = W + 3 aQz + And$ | 15): $25 FCtd + 14 Ky = 17 W + 4 St + 3 Alm$ |
| 6): $3 W + 2 Ky + Alm = 3 FCtd + 2 aQz$ | 16): $8 Alm + 46 Ky + 12 W = 6 St + 25 aQz$ |
| 7): $3 FCtd + 2 aQz = 3 W + 2 Si + Alm$ | 17): $6 St + 17 aQz = 4 Alm + 12 FCtd + 38 Si$ |
| 8): $6 St + 17 aQz = 38 And + 4 Alm + 12 FCtd$ | 18): $25 FCtd + 14 Si = 17 W + 4 St + 3 Alm$ |
| 9): $14 And + 25 FCtd = 17 W + 4 St + 3 Alm$ | 19): $6 St + 25 aQz = 8 Alm + 46 Si + 12 W$ |
| 10): $23 FCtd + 7 aQz = 19 W + 2 St + 5 Alm$ | |

Fig. 5.33: Trayectoria P-T deducida para la sucesión de esquistos grafitosos de la Unidad de Adra. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Los equilibrios químicos se han calculado teniendo en cuenta la composición química y/o la actividad de las fases minerales presentes en las muestras. Si, isopletras de Si en la fengita (Massone y Schreyer, 1987). Comentarios en el texto.

crisales de estaurólita afectados por pliegues isoclinales pertenecientes a la fase vergente al N, aunque también pueden observarse crisales que sellan el clivaje producido por dicha crenulación (Fotos 22 y 23).

La ausencia de biotita hace que las estimaciones de temperatura únicamente puedan efectuarse mediante el GARM. Las calibraciones de Hynes y Forest (1988), aplicando distintos modelos de actividad al granate, y la calibración empírica de Krogh y Raheim (1978) proporcionan valores de temperatura entre 520 y 580°C con una media de 559±37°C (Fig. 5.34). La presión de este episodio puede estimarse con el geobarómetro GRAIL (Bohlen et al., 1983), utilizando para ello rutilo e ilmenita incluidos en el interior de granates. El log K de la reacción $Alm + Rut = Il + Ky + Qtz$ oscila entre 0.05 y 0.1, con lo cual, la presión para el intervalo de temperatura obtenido sería de 10-11 Kb.

En la parrilla petrogenética (sistema KFLASH) puede observarse que las condiciones P-T estimadas para el final de la evolución progradada, de los esquistos grafitosos en la unidad de Adra, coincide con un estrecho campo limitado por las reacciones:



en el que sería estable la asociación $Alm + Ky + Ctd$. La estaurólita no es estable en estas condiciones, coincidiendo con las observaciones texturales efectuadas en estas rocas. El crecimiento de estaurólita a partir de Alm y/o Ky (tal como se observa en lámina delgada) comenzaría a una presión máxima de 9 Kb. Sin embargo, este crecimiento se prolonga hasta presiones de 4 Kb o inferiores, en las que se produce la etapa de plegamiento vergente al N, a cuyo clivaje postdata. Este hecho implica que la temperatura (que desciende durante el transcurso de la descompresión ya que no se detectan crecimientos de sillimanita a este nivel), a presiones entorno a 4 Kb es superior a 490°C (Fig.5.33) y no excede de la temperatura del punto triple (510°C).

En el caso de la muestra RAD-6, la estaurólita puede producirse por la reacción : $10 Ky + 8 Ctd = 3 Qtz + 2 St + 4 W$. La reacción habría avanzado hasta la completa desaparición de la distena. Una trayectoria que cruce esta reacción durante la descompresión exige que el pico metamórfico para este nivel se sitúe a una temperatura ligeramente inferior (25°C) que el deducido para el nivel de la muestra RAD-7 (Fig.5.33). Otra posibilidad es la existencia de cierta sustitución Fe-Mg en el cloritoide ($X_{Fe}=0.8$), lo cual desplaza el conjunto de las reacciones aproximadamente 25°C hacia la derecha del diagrama.

Por tanto, la trayectoria post-pico metamórfico deducida para los niveles de

esquistos grafitosos es fuertemente descompresiva con un ligero descenso de temperatura hasta los 4 Kb aproximadamente. A partir de este punto debe producirse un enfriamiento brusco similar al deducido para diferentes niveles de otras unidades alpujárrides.

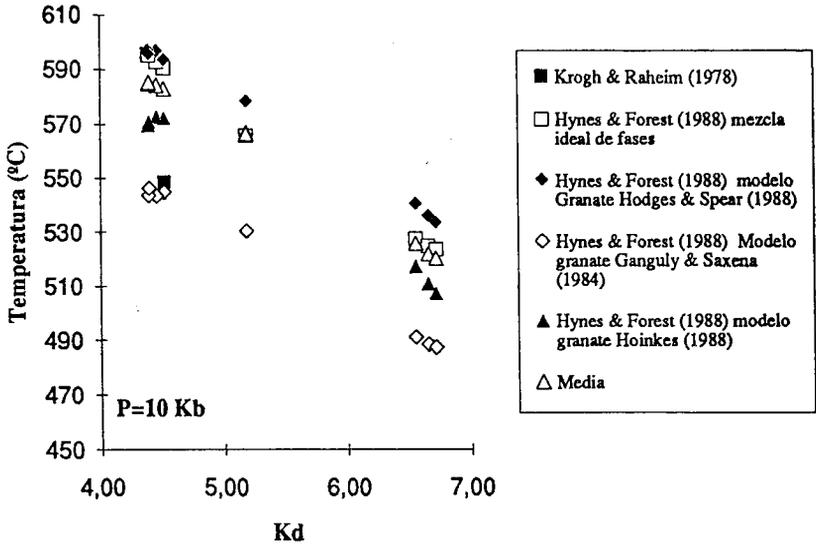
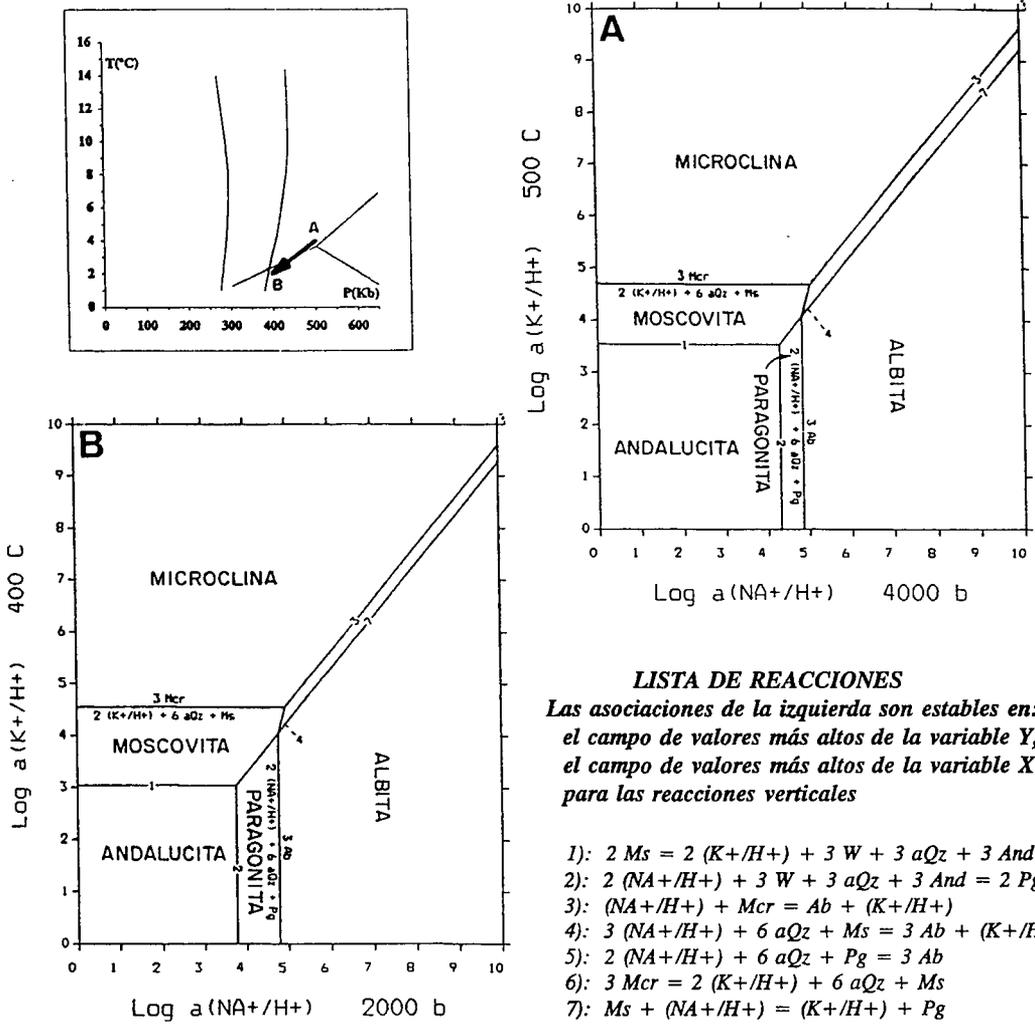


Fig. 5.34: Diagrama temperatura-Kd (Fe/Mg mus/Mg/Fe gar) que resume la aplicación del geotermómetro granate-moscovita, para distintas calibraciones, a pares minerales de los esquistos grafitosos de la unidad de Adra.

5.5. TRANSFORMACIÓN RETRÓGRADA DE ANDALUCITA EN LOS ESQUISTOS

Una transformación aloquímica observada en las numerosas muestras que contienen andalucita, es el paso de este mineral a micas de composición sódico-potásica. Agregados de albita reemplazando a andalucita o distena pueden ser reconocidos tanto al microscópio como en muestra de mano.

El crecimiento de los porfidoblastos de albita a partir de micas ha sido modelizado por Jamieson y O'Beirne-Ryan, (1991). Las conclusiones de estos autores, que ya han sido expuestas con anterioridad (epígrafe 4.7), reflejan que este crecimiento se ve fuertemente favorecido por una tendencia descompresiva durante el metamorfismo. La transformación de andalucita en micas, observada en algunas muestras de la unidad de Salobrefña, se ve



LISTA DE REACCIONES

Las asociaciones de la izquierda son estables en: el campo de valores más altos de la variable Y, o en el campo de valores más altos de la variable X para las reacciones verticales

- 1): $2 Ms = 2 (K+/H+) + 3 W + 3 aQz + 3 And$
- 2): $2 (NA+/H+) + 3 W + 3 aQz + 3 And = 2 Pg$
- 3): $(NA+/H+) + Mcr = Ab + (K+/H+)$
- 4): $3 (NA+/H+) + 6 aQz + Ms = 3 Ab + (K+/H+)$
- 5): $2 (NA+/H+) + 6 aQz + Pg = 3 Ab$
- 6): $3 Mcr = 2 (K+/H+) + 6 aQz + Ms$
- 7): $Ms + (NA+/H+) = (K+/H+) + Pg$

Fig. 5.35: Diagrama Log (aNa+/H+)-Log (aK+/H+) para diferentes condiciones P-T. Se consideran las siguientes fases minerales del sistema NKMAH: Andalusita, Albita, Microclina, Cuarzo, Moscovita, Paragonita y un fluido intersticial. Nótese que el campo de estabilidad del cloritoide disminuye a expensas de paragonita + cuarzo y moscovita + cuarzo, cuando se produce un descenso de presión y/o un descenso de temperatura. Diagrama calculado con el programa PTAX (Brown et al., 1988) y la base de datos termodinámicos de Berman (1988). Para la fase fluida se ha utilizado la base de datos termodinámicos de Helgeson et al., 1981.

favorablemente influida por la disminución relativa de temperatura.

La figura 5.35 refleja las relaciones entre la $a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ y la $a(\text{K}^+/\text{H}^+)$ en un sistema que contiene las siguientes fases: un fluido intersticial ($a_{\text{H}_2\text{O}}=1$), cuarzo, paragonita, moscovita, albita y andalucita. El cambio relativo de unas condiciones P-T de 4Kb/500°C a 2Kb/400°C disminuye el $\log a(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ y el $\log a(\text{K}^+/\text{H}^+)$ en el fluido lo que implicaría la precipitación de micas a partir de andalucita. Un incremento de temperatura, produciría el efecto contrario. Por tanto, una disminución de temperatura en el sistema explicaría las texturas observadas. El campo de estabilidad de la albita se incrementa muy ligeramente cuando se produce una variación de las condiciones P-T como las reflejadas en la figura 5.35.

CAPÍTULO 6: SIGNIFICACIÓN DE LA EVOLUCIÓN TECTONO-METAMÓRFICA ALPUJÁRRIDE.

6.1. INTRODUCCIÓN

Una compleja historia tectónica en un peculiar escenario configura la evolución de las unidades alpujárrides. La alternancia de procesos extensionales y procesos contractivos se refleja en el registro estructural que actualmente presentan las rocas. Durante el desarrollo de estos procesos no siempre persisten huellas de las condiciones físicas en las que se desarrollaron. El carácter aditivo de los procesos contractivos posibilita la acumulación de láminas corticales, mientras que los procesos de extensión (determinantes en la exhumación de las láminas apiladas), ocultan masas considerables de roca, haciéndolas inaccesibles por omisión sistemática en la superficie. Este comportamiento supone una pérdida de información que dificulta la reconstrucción de la historia evolutiva de las unidades exhumadas.

La reconstrucción de dicha historia, que aquí se propone combina los datos disponibles sobre estructura, metamorfismo y datación de los procesos sufridos por las unidades alpujárrides, junto con la información obtenida de los constituyentes de los Complejos Maláguide y Nevado-Filábride, respectivamente supra e infrayacentes.

En este trabajo se han manejado datos estructurales, texturales y petrológicos para diferentes niveles litoestratigráficos de cada unidad alpujárride. La conjunción de todos

ellos posibilita la constatación de una evolución tectonometamórfica precisa. Como se puede apreciar en los capítulos precedentes, en el Complejo Alpujárride se observan diferencias en la evolución metamórfica en función de la unidad tipo de que se trate; no obstante, un patrón evolutivo es común a todas las unidades conocidas. Del mismo modo, el registro estructural, que caracteriza los diferentes episodios deformacionales, es similar en todas ellas.

Se ha escogido la unidad de Salobreña para establecer una evolución tectonometamórfica alpina extrapolable al Complejo, teniendo en cuenta que es la unidad de la que se posee un conocimiento más minucioso. Buena parte de las proposiciones de este trabajo se apoyarán sobre datos referentes a su formación de filitas Permo-Triásicas, objeto de un análisis preferente por razón de su edad, ya que se trata de discriminar la historia alpina; complementariamente se han tenido en cuenta las transformaciones ocurridas en los términos Paleozoicos. Como resultado se han establecido trayectorias P-T específicas para los principales tramos de la sucesión litológica, siendo destacable el parentesco de todas ellas. En este marco se han insertado los episodios tectónicos más relevantes, completando el cuadro evolutivo general.

6.2. ADELGAZAMIENTO CORTICAL Y METAMORFISMO

El adelgazamiento cortical ligado a procesos y estructuras de extensión Miocenos es ahora evidente en cualquier unidad alpujárride (ej. Avidad y García-Dueñas, 1981; Cuevas, 1990; Balanyá, 1991; Tubía et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Balanyá et al., 1993). Tales procesos extensionales, de carácter dúctil ó frágil, provocan que la potencia actual de las unidades sea una fracción de la potencia inicial. Insistentemente se ha resaltado en este trabajo que las unidades están generalmente limitadas por fallas de bajo ángulo frágiles, distribuidas por todo el Complejo Alpujárride y fuera de él. Sin embargo en el interior de las unidades falladas se reconoce como estructura interna una foliación penetrativa Sp congruente con un aplastamiento dúctil homogéneo extremadamente acusado, que es difícil de cuantificar.

Apenas se ha tomado en consideración por autores previos la que fuera potencia inicial de la secuencia litológica alpujárride, constituida por un basamento hercínico coronado por una cobertera Permo-Triásica, que culmina con una gruesa formación carbonática de plataforma.

Sin embargo, dicha potencia, o en particular el espesor de una parte de la secuencia limitada por dos niveles de referencia, pueden ser estimados por algunos procedimientos

indirectos. Concretamente se pueden escoger para este fin el techo de la formación de filitas y el muro de la sucesión de esquistos grafitosos Paleozoicos (zona de la sillimanita), tomando la unidad de Salobreña como ejemplo. El espesor inicial en este caso se puede calcular aproximadamente de diferentes formas:

a) Si se tiene en cuenta que los esquistos grafitosos son rocas propias de corteza superior, se situarían en los primeros 15 Km de profundidad, es decir, en la mitad superior de una corteza de espesor normal. Como la potencia de la formación carbonática puede alcanzar los 2-3 Km (valores máximos en las unidades alpujárrides), el espesor de la formación de filitas Permo-Triásicas más la sucesión de esquistos grafitosos Paleozoicos alpujárrides no superaría los 12-13 Km.

b) Para la unidad de Jubrique se han estimado valores de acortamiento vertical del orden del 400% (Balanyá et al., sometido). Si se admiten valores similares para la unidad de Salobreña, la potencia inicial conjunta de filitas y esquistos debería ser de unos 12 Km, ya que la potencia actual es de 3 Km aproximadamente.

c) La temperatura alcanzada en el techo de la formación de filitas durante el primer episodio metamórfico fué de 425°C y la presión de 10.5 Kb (cf. capítulo 4). El gradiente geotérmico deducido de estos valores para el episodio es aproximadamente de 15°C/Km, valor que podría suponerse constante para los 15 Km superiores de la corteza. Si esto hubiera ocurrido de este modo las diferencias de temperatura a distintas profundidades de la corteza superior, podrían traducirse en kilómetros. Así, la temperatura estimada para el pico metamórfico en el muro de los esquistos grafitosos es de 600°C aproximadamente (cf. capítulo 5) y la diferencia de temperatura, para el mismo episodio, entre estos niveles y los del techo de las filitas es de 175°C. Esto supone una distancia inicial de casi 12 Km entre el techo de la formación de filitas y el muro de la sucesión de esquistos.

Como se ve las estimaciones realizadas convergen en un valor próximo a los 12 Kms para el espesor de las filitas más los esquistos grafitosos de la unidad de Salobreña.

Teniendo en cuenta que la densidad media de la corteza superior es de 2.8 g/cm³, la diferencia de presión entre techo y muro del paquete litológico considerado tendría que ser de 4 Kb aproximadamente y siendo las condiciones del pico metamórfico para los niveles superiores de la formación de filitas de 10.5 Kb/425°C, como se ha establecido, los niveles basales de esquistos grafitosos con sillimanita habrían alcanzado presiones y temperaturas de 15 Kb y 600 °C. Las condiciones P-T de todas las rocas de la sucesión inicial incluidas, entre el techo de las filitas y el muro de los esquistos con sillimanita están contenidas en la recta A1-A3 de la figura 6.1. Dando como buena la aproximación obtenida, las condiciones P-T del primer episodio metamórfico alpino, establecidas a partir de las asociaciones minerales de la porción de sucesión considerada, deben ser

próximas a las representadas en la línea A1-A3. Así por ejemplo, se han estimado unas condiciones de 11 Kb/460 °C para los niveles del muro de la formación de filitas y se puede observar que estas condiciones están incluidas en la recta A1-A3 en el punto A2.

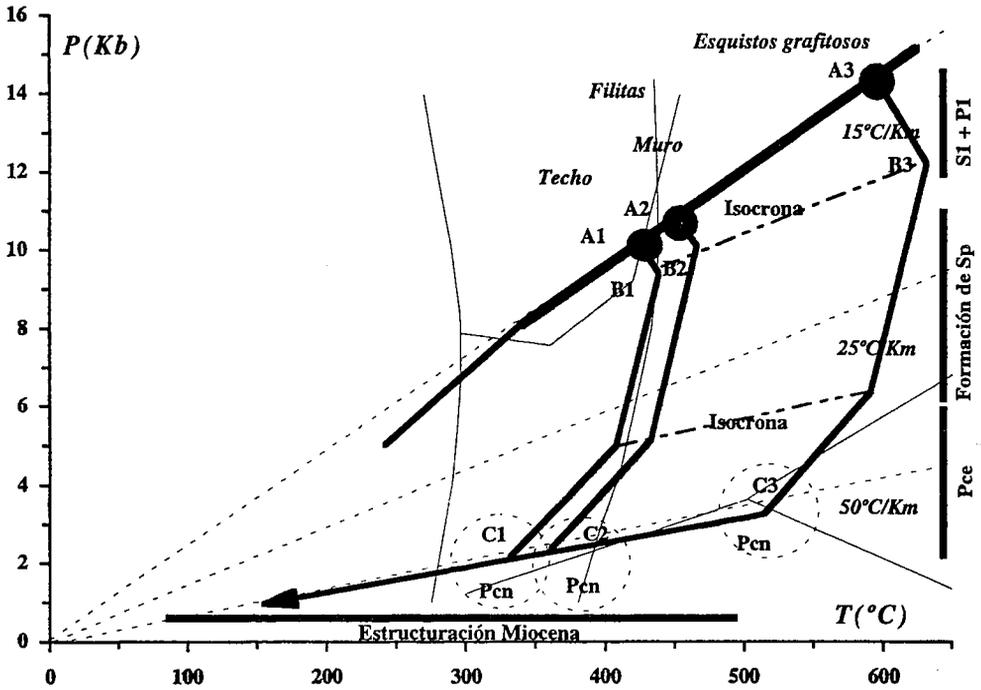


Fig.6.1: Evolución tectonometamórfica para diferentes tramos de la sucesión de la Unidad de Salobreña. 1: Trayectoria P-T para los niveles próximos al techo de la formación de filitas. 2: Trayectoria P-T para los niveles próximos al muro de la formación de filitas. 3: Trayectoria P-T para los niveles inferiores de la sucesión de esquistos grafitosos. A: Condiciones P-T en el pico bárico. B: Condiciones P-T en el pico térmico. C: Condiciones P-T durante el desarrollo de los pliegues Pcn. Las líneas finas limitan los campos de estabilidad de Mg-carfolita, distena, andalucita, sillimanita, pirofilita y caolinita. En líneas discontinuas se señalan los gradientes de 15, 25 y 50°C/Km. Con líneas gruesas se indican las partes de la trayectoria en las que se formarían: la foliación S1, los pliegues P1, la foliación principal Sp, los pliegues vergentes al E Pce, los pliegues vergentes al N Pcn y la estructuración Miocena.

Desafortunadamente, no se poseen indicadores barométricos en los esquistos grafitosos que confirmen el registro bórico del punto A3 (aprox. 15 Kb). Las estimaciones de temperatura para este episodio, realizadas con los geotermómetros granate-moscovita (a partir de micas incluidas en el interior de granates previos a la foliación principal) y granate-biotita, son variables en función de la calibración utilizada, siendo el valor medio próximo a 600°C (cf. capítulo 5).

Las estimaciones realizadas en el techo y muro de la formación de filitas sugieren que a partir del pico bórico no se produce un calentamiento considerable. Este incremento de temperatura, en todo caso menor de 50°C (B1 y B2 en fig.6.1), produjo crecimiento de distena a partir de Mg-carfolita en los términos superiores y en los términos inferiores transformación de cloritoide en distena. La alteración de Mg-carfolita por parte de moscovita se ve fuertemente favorecida en situaciones descompresivas progradas (cf. capítulo 4). En los esquistos grafitosos, este calentamiento posibilitaría que se alcanzaran los 650°C. De este modo se justifican las altas temperaturas resultantes de la aplicación del geotermómetro granate-biotita (cf. capítulo 5). A partir del punto B (Fig.6.1), todas las constricciones en las filitas y en los esquistos grafitosos con sillimanita reflejan un episodio esencialmente descompresivo, acompañado de un ligero descenso de temperatura. Durante este episodio se produce la cristalización generalizada de micas, en algunos casos mediante reacciones aloquímicas que requieren la intervención de fluidos. Estas mismas reacciones posibilitan la desestabilización de minerales aluminosilicatados como distena, cloritoide y carfolita (cf. capítulo 4).

En todos los estudios sobre el metamorfismo alpujárride realizados en los últimos años, se reconoce un episodio descompresivo de similares características al comentado aquí (Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1992; Balanyá et al., 1993; García-Casco, 1993).

Como muestra la figura 6.1, el episodio descompresivo coincide con el desarrollo de la foliación de aplastamiento Sp y es precedido por el primer episodio contractivo alpino, de presumible carácter colisional. Más tarde, como será precisado, las unidades alpujárrides muy adelgazadas sufren los efectos de otro episodio contractivo generalizado.

6.3. LOS EPISODIOS CONTRACTIVOS PRE-MIOCENOS Y SUS CONDICIONES P-T.

Durante la evolución prograda del metamorfismo se genera una primera foliación S1 incipiente y mal conservada, que puede ser observada en el interior de los porfiroblastos de granate más antiguos. También se conserva, en dominios limitados por la

foliación principal, una primera fase de pliegues isoclinales que debieron producirse durante el apilamiento o en el inicio de la descompresión progradada. Estos pliegues (P1) son los que actualmente se reconocen como previos a la foliación principal (Sp), probablemente formados durante el soterramiento colisional de las rocas alpujárrides. Al no existir vestigio de corteza oceánica implicada, se supone que el soterramiento tuvo que producirse en relación con una colisión continente-continente, dando lugar a empilamiento ("stacking") cortical y metamorfismo de alta presión. Las condiciones de P y T alcanzadas en el empilamiento varían entre < 7 Kb y 11 Kb (para la formación de filitas) según la unidad alpujárride de que se trate.

Tras el pico metamórfico de alta presión y durante el levantamiento generalizado de las unidades (caída casi isotérmica de P), las rocas alpujárrides sufren un adelgazamiento de carácter dúctil. Este proceso implica el aplastamiento de las estructuras previas y el desarrollo de una segunda foliación de carácter extensional (Balanyá et al., 1993). La foliación Sp que yace horizontalmente y se extiende por toda la cadena, pudiendo utilizarse como estructura de referencia para las estructuras posteriores. La única restricción para la presión a la que se genera esta estructura es la sustitución fengítica en las micas en ella contenidas (Massone y Schreyer, 1987). Sin embargo, rara vez se posee la asociación limitante (feldespato potásico, cuarzo, biotita) para la aplicación precisa de este geobarómetro, por lo que sólo pueden estimarse valores mínimos de la presión. Los valores de Si en las micas de Sp oscilan entre 3.15 y 3.25, esto se traduce en una presión mínima de 5 para la formación de esta estructura (cf. capítulos 4 y 5).

La foliación principal se ve afectada por al menos dos familias de pliegues recumbentes o volcados, llamados Pce y Pcn (cf. capítulo 3). Los ejes de los pliegues más antiguos (Pce) se orientan aproximadamente N-S. Aunque pliegues de escala mesoscópica pertenecientes a esta fase pueden ser reconocidos en diversas áreas del Complejo Alpujárride, los pliegues mayores únicamente han sido observados en la Sierra Alhamilla y la Sierra de la Joya. En el caso de la Sierra Alhamilla, los pliegues Pce invierten un paquete de materiales que incluye desde la formación carbonática hasta esquistos con granate-estauroлита; en la Sierra de la Joya, afectan a la formación carbonática y la formación de filitas hasta su transición con los esquistos. En ambos casos, la observación meso y microscópica evidencia que los pliegues Pce deforman a la foliación Sp acompañada de porfiroblastos de distena y cloritoide pre- o sincinemáticos; en la Sierra Alhamilla existe estauroлита y granate ambos pre- y sincinemáticos. Los minerales que se desarrollan en el clivaje de crenulación de estos pliegues son micas con escasa sustitución fengítica, cloritas y en algún caso biotitas. Los flancos inversos de estos pliegues pueden alcanzar magnitudes kilométricas, como es el caso de la Sierra Alhamilla.

La fase de plegamiento más extendida en todo el Complejo Alpujárride es posterior a la anteriormente citada (cf. capítulo 3). Da lugar a pliegues recumbentes de

primer orden de gran tamaño (los flancos inversos son de una magnitud plurikilométrica) de eje aproximadamente E-W; se conservan preferentemente grandes flancos normales y charnelas. Desarrollan una foliación de crenulación penetrativa S_{cn} , aunque la penetratividad es variable en función del nivel de la sucesión. En los términos más bajos de los esquistos, esta foliación puede llegar a ser la más penetrativa a escala mesoscópica, mientras que en la formación de filitas han sido observados pliegues atribuibles a la fase P_{cn} que no desarrollan foliación de crenulación o ésta es muy incipiente.

Las condiciones P-T imperantes durante la generación de S_{cn} pueden ser estimadas a partir de los minerales que crecen en relación con ella. En este sentido cabe destacar que las observaciones micro- y mesoscópicas demuestran que estas condiciones no son homogéneas para todos los términos de la sucesión metapelítica. Mientras que en el techo de la formación de filitas, los únicos minerales que se observan crecidos en relación con esta crenulación son cloritas y excepcionalmente micas moscovíticas, en los esquistos con sillimanita-distena, crece la biotita. En algunos casos, la fibrolita acompaña a la biotita en los planos axiales de los pliegues P_{cn} (Fotos 13 y 14). Por otra parte, la andalucita que crece antes, durante y después del desarrollo de la fase de plegamiento P_{cn} está ausente en términos altos de la sucesión litológica. No se encuentra más arriba de la transición filitas/esquistos y en los esquistos claros post-data micropliegues P_{cn} (Foto 78).

Las condiciones P-T para la fase de pliegues P_{cn} en la parte basal de los esquistos grafitosos alpujárrides, estarían constreñidas por la presencia de sillimanita y andalucita, siendo próximas a la transformación univariante de esos dos minerales, es decir $T=520\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=3\text{ Kb}$ (punto C3, Fig.6.1).

Algunos autores citan crecimientos de estaurolita sincinemática con pliegues de dirección aproximadamente E-W en los términos inferiores de los esquistos grafitosos (Cuevas, 1990 y Tubía et al., 1992 en la unidad de Adra; Simancas y Campos, 1993 en la unidad de Salobreña); en la unidad de Adra, han reconocido además sillimanita sincinemática con respecto a la foliación de crenulación. Todos ellos constatan que en niveles superiores esencialmente se produce la reorientación de minerales previos a la foliación de crenulación. La cristalización de estaurolita durante el plegamiento P_{cn} es compatible con las condiciones P-T establecidas en este trabajo.

En general, en los niveles más altos de la sucesión de esquistos, tanto en las unidades tipo Jubrique como en las unidades tipo Salobreña, la estaurolita posterior a la foliación principal es previa a los pliegues de crenulación vergentes al N; en estos niveles, los únicos minerales que se desarrollan en los planos de crenulación son biotitas y moscovitas. En unidades tipo Herradura se han apreciado las mismas relaciones de la estaurolita con los pliegues P_{cn} . La andalucita puede encontrarse siendo pre-, sin- y post-pliegues P_{cn} en niveles litológicos equivalentes. En consecuencia, la presión bajo la que se

generan los pliegues Pcn es del mismo orden de magnitud que la indicada para las unidades tipo Jubrique y Salobreña.

La ausencia de andalucita en la formación de filitas de la unidad de Salobreña, unida a la falta de distena post-Pcn, determina el valor máximo de la temperatura a que estuvieron sometidas las rocas de la formación; dicha temperatura se mantuvo por debajo de 370°C. Las trayectorias P-T para el techo y muro de esa formación de filitas, expuestas en la figura 6.1 están trazadas considerando estas constricciones. Ambas trayectorias son representativas, con ligeras modificaciones, de la evolución de las restantes unidades alpujárrides salvo las de tipo Herradura en las que la temperatura sería algo más alta.

La figura 6.2 expresa de manera sintética la evolución tectonometamórfica de la unidad de Salobreña refiriéndose a los términos superiores de la formación de filitas.

Teniendo en cuenta todos estos datos, la diferencia mínima de temperatura entre los esquistos con sillimanita y el techo de la secuencia metapelítica, justo antes de la etapa de plegamiento Pcn es de 150° C. La diferencia de presión, puede estimarse sobre la base de la ausencia de andalucita en los términos inferiores de la formación de filitas, oscilando ésta entre 1 y 1.5 Kb (Fig. 6.1). Los gradientes geotérmicos mínimos deducidos oscilan entre 40 y 60° C por kilómetro; consecuentemente, el espesor promedio de las secuencias metapelíticas alpujárrides antes de la etapa Pcn podría cifrarse en 3-4.5 Km. El gradiente térmico estimado da cuenta de la importante diferencia de temperaturas (deducida de las asociaciones minerales) entre distintos niveles de cada unidad alpujárride. Estos gradientes dan idea del cambio producido en las rocas alpujárrides entre el episodio de colisión inicial y el engrosamiento cortical relacionado con el plegamiento Pce y Pcn.

Con carácter conclusivo se pueden extraer las siguientes consideraciones generales sobre la evolución tectono-metamórfica del Complejo Alpujárride:

1) Durante la descompresión debió producirse un aplastamiento y adelgazamiento importantes, lo cual reduce considerablemente la potencia de la sucesión metapelítica alpujárride. El gradiente geotérmico se incrementa de manera notable, sobrepasando probablemente el gradiente promedio de 30°C/Km. La foliación principal es generada en este proceso.

2) El cambio de régimen ocurrido con posterioridad a este evento debió ser extremadamente rápido, impidiendo de este modo el reequilibrio total de las isogradas en la corteza superior.

3) Las inversiones tectónicas previas a la fase Pcn que afectaron a las unidades alpujárrides deben ser de carácter local, ya que hasta esta fase se conservó una polaridad

Evolución tectono-metamórfica de la Unidad de Salobreña

Deformación	Metamorfismo	Evolución cortical	
<p>I</p> <p>Generación de la foliación F1</p> <p>Pliegues isoclinales apretados Sólo se reconoce en pseudomorfos y dominios previos</p>	<p>Generación de segregaciones sinfoliales de cuarzo</p> <p>Blastesis de Carfolita desorientada, en el interior de las segregaciones</p> <p>Facies de esquistos azules</p> <p>Plegamiento de microfibras de carfolita</p>	<p>Engrosamiento cortical en una situación de colisión continente-continente</p>	
<p>II</p> <p>Superposición mediante cizallas dúctiles de bajo ángulo</p> <p>Lineación de estiramiento</p> <p>Lineación mineral</p> <p>Formación de pliegues en vaina</p>	<p>Crecimiento de distena a partir de Mg-Carfolita y/o Cloritoide</p> <p>Posible inicio de la alteración de Mg-carfolita por moscovita</p>	<p>Bloqueo de la subducción</p> <p>Apilamiento inicial de láminas a escala cortical</p> <p>Cizallamientos dúctiles</p> <p>Comienzo de la descompresión</p>	
<p>III</p> <p>Formación de la foliación principal</p> <p>Aplastamiento homogéneo parcialmente sincrónico con cizallas dúctiles heterogéneas</p> <p>Pliegues isoclinales tumbados de ejes aproximadamente N-S y E-W</p> <p>Generación de una foliación de crenulación</p>	<p>Crecimiento de distena sin/post-Sp</p> <p>Crecimiento de pirofilita a partir de distena, cloritoide y Mg-Carfolita</p> <p>Alteración de los minerales aluminosilicados por micas (margarita-moscovita-paragonita)</p> <p>Formación de la foliación principal por dichas micas</p>	<p>Eliminación frágil o semifrágil del bloque de techo</p> <p>Levantamiento del conjunto alpujárride</p> <p>Adelgazamiento homogéneo del conjunto de las unidades</p> <p>Nuevo engrosamiento cortical que produce una reestructuración N-S del conjunto alpujárride</p> <p>En esta etapa probable superposición al Complejo Nevado-Filábride</p>	
<p>IV</p> <p>Generación de fallas normales de bajo ángulo en régimen frágil o semifrágil</p> <p>Pliegues plurikilométricos de gran radio con ejes aproximadamente E-W, NW-SE, NE-SW</p> <p>Fallas de salto en dirección</p>	<p>Alteración de distena directamente a caolinita</p> <p>Crecimiento de cookeita sobre distena y micas que la alteran</p>	<p>Eliminación total del bloque de techo por procesos de tectónica extensional frágil</p> <p>Tectónica extensional frágil intra-alpujárride</p> <p>Alternancia de pulsos contractivos poco importantes y extensionales</p>	

Fig.6.2: Tabla que refleja cuatro estadios de la evolución tectono-metamórfica de la Unidad de Salobreña.

térmica con distribución de temperaturas congruente con la polaridad estratigráfica de la secuencia metapelítica.

4) Si se admite un gradiente geotérmico lineal de $15^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ a lo largo de la secuencia alpujárride para el primer episodio metamórfico, la potencia inicial de la formación de filitas más la sucesión de esquistos sería de 11-12 Km. La potencia deducida para la misma secuencia con anterioridad al engrosamiento cortical post-Sp es de 3.5-4 Km. Por lo tanto, durante la descompresión, el espesor de la secuencia alpujárride queda reducido a un 35% de su valor inicial como consecuencia del aplastamiento dúctil sufrido. La deformación dúctil tiene un fuerte carácter homogéneo, si bien coexisten zonas de cizalla dúctiles heterogéneas distribuidas a lo largo de la columna litológica.

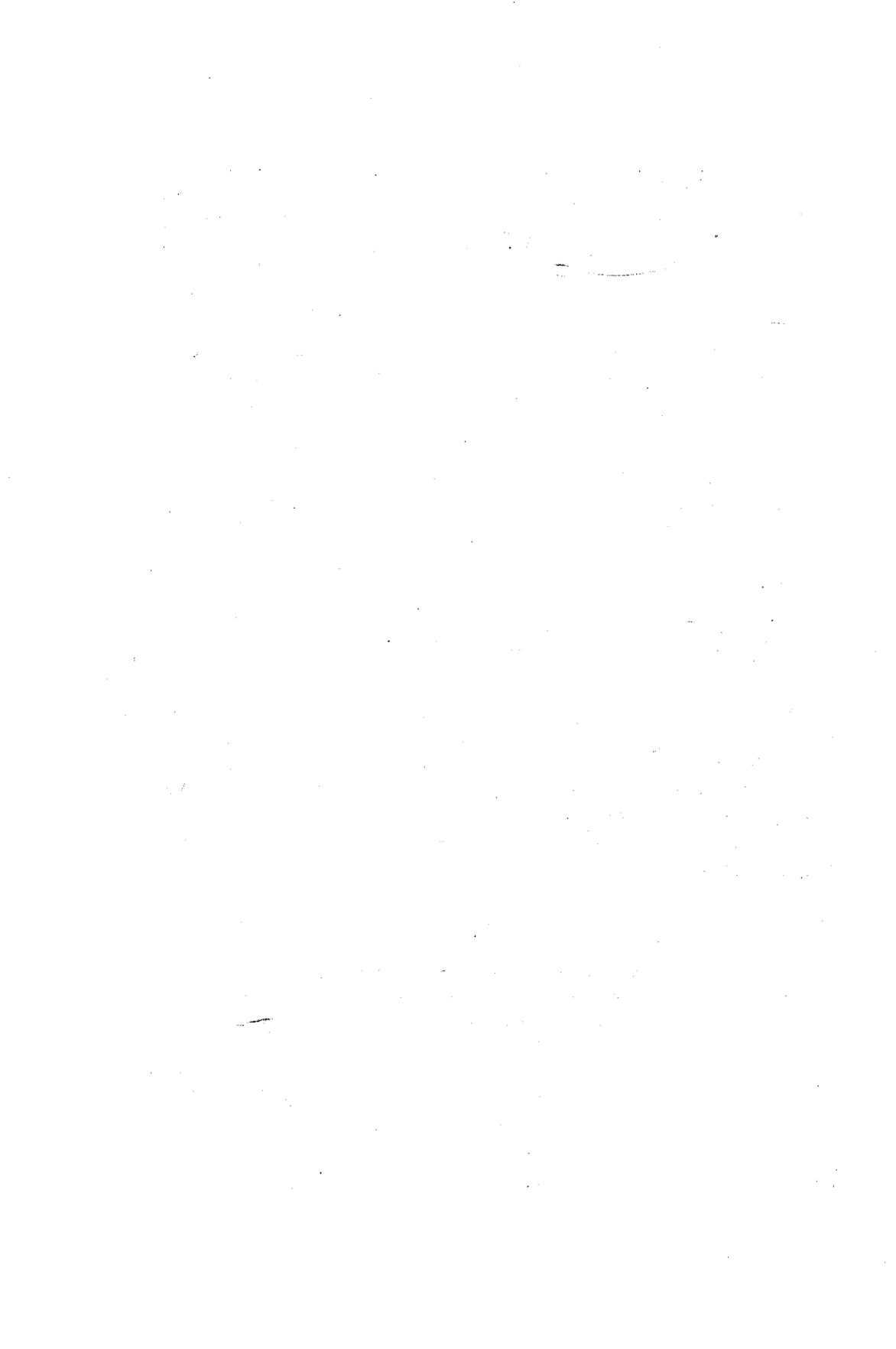
5) A partir de las condiciones estimadas en los esquistos con sillimanita para la fase de pliegues P_{cn} (temp. mínima 520°C , presión máxima 3.2 Kb), se deduce el gradiente térmico mínimo en estos niveles que es de $50^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Si se supone que este gradiente es común a toda la secuencia de una unidad alpujárride como la de Salobreña, la temperatura máxima alcanzada por las rocas de la formación de filitas durante el episodio P_{cn} es de 375°C , sobre la base de la ausencia de andalucita en estos niveles, unida a la falta de distena post- P_{cn} .

A la vista de la historia evolutiva pre-Miocena del Complejo Alpujárride, una reconstrucción de las posibles láminas corticales constitutivas de la primera pila colisional es complicada. Cada elemento cortical ha sido descompuesto en segmentos desmembrados después de sufrir un adelgazamiento sinmetamórfico enérgico y un nuevo apilamiento, relacionado con grandes pliegues de vergencia conocida, que atestiguan un nuevo engrosamiento cortical. Subsiste, sin embargo, indeterminación sobre el proceso responsable de la superposición del Complejo Alpujárride sobre el Nevado-Filábride o sobre la cinemática de la primera colisión alpina, entre otras cuestiones de importancia. Finalmente, la formación del Arco de Gibraltar, en la que intervienen procesos contractivos y extensionales de enorme trascendencia, ha modificado definitivamente la organización orogénica del Dominio cortical de Alborán.

Con los datos disponibles y a falta de nuevas precisiones, cabe plantearse la posibilidad de que al menos algunas de las unidades aloctonas tipo del Complejo Alpujárride, caracterizadas por su registro AP-BT y agrupando unidades subordinadas, pudieron corresponderse con láminas corticales individualizadas a lo largo del primer proceso colisional. Pero las diferencias en el registro de alta presión son tan estrechas para las unidades alpujárrides, que conviene retener la hipótesis de una lámina inicial única soterrada bajo una cuña cortical (posiblemente maláguide) para explicar de forma simple el episodio metamórfico alpino más viejo conocido en el Complejo.

Considerando que la sutura invocada tuviera una pendiente del orden de 15° (media para las zonas de subducción actuales, ej. Van den Beukel, 1990) y aceptando una densidad de 2.8 gr/cm^3 (media de la corteza superior) para la lámina alpujárride en cuestión, un solapamiento de 130 Km sería suficiente para producir sobre cargas de 30 Km de roca, que es la estimada, por ejemplo, para la unidad de Salobreña, tomada como referencia repetidas veces en este trabajo.

Tras el bloqueo de la colisión, la lámina original pudo segmentarse, produciéndose un empilamiento de unidades. Este primer "stacking" apilaría unidades de mayor entidad que las actualmente observables, ya que éstas son el producto de la evolución posterior.



CAPÍTULO 7: DESMEMBRAMIENTO EXTENSIONAL MIOCENO DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

7.1. INTRODUCCIÓN

Como se ha expuesto en los capítulos precedentes, las unidades alpujárrides tienen una compleja historia tectono-metamórfica pre-miocena. A partir del Oligoceno superior comienzan a depositarse sedimentos marinos discordantes sobre los Complejos Maláguide y Alpujárride (Durand-Delgá et al., 1993). Estas formaciones conglomeráticas transgresivas poseen cantos pertenecientes a ambos Complejos. Esto quiere decir que la exhumación permite que los materiales alpujárrides alcancen niveles superficiales en el Oligoceno superior-Aquitaniense (Durand-Delgá et al., 1993). Los cantos alpujárrides encontrados en estas formaciones incluyen, como estructura penetrativa más reciente, el clivaje de crenulación asociado a los pliegues Pcn (Balanyá, 1991).

Por tanto, al menos para las unidades alpujárrides de posición estructural más alta, la denudación extensional producida por fallas frágiles comenzó hace algo más de 23 M.a., siendo acompañada de erosión subaérea que precede a la transpresión marina. El colapso extensional mioceno se asocia a una inestabilidad térmica que provoca fusión parcial en niveles corticales profundos. El ascenso de los magmas leucograníticos originados produce fenómenos de asimilación e inducción térmica en los niveles corticales más altos (Muñoz, 1991). Esta actividad magmática ha sido datada entre 19 y 21 M.a. por diversos autores (ej. Zeck et al., 1989a y b, 1992; Monié et al., 1991a y b; 1993). Con toda probabilidad, este episodio es el causante de la apertura total o parcial de los sistemas isotópicos de los minerales, provocando que la totalidad de las edades radiométricas

obtenidas a partir de rocas alpujárrides oscilen entre 18 y 25 M.a. (ej. Loomis, 1975; Seidemann, 1976; Priem et al., 1979; Michard et al., 1983; Zindler et al., 1983; Polvé, 1983; Ouazanni-Touhami, 1986; Zeck et al., 1989a y b, 1992; Reisberg et al., 1989; Monié et al., 1991a y b; 1993). Gracias a la transferencia de calor ligada a estos procesos se desarrollan deformaciones dúctiles, acompañadas de cristalización mineral a alta temperatura (Muñoz, 1991), en determinados niveles corticales.

La tectónica Neógena es responsable de la actual configuración estructural de las cadenas Bético-Rifeñas y de la formación de la cuenca retroarco de Alborán. Sin embargo, no sólo son activas estructuras de carácter extensional durante el Mioceno, sino que en la periferia de la cuenca se desarrolla un frente colisional migrante. La presencia de despegues y fallas normales de bajo ángulo afectadas por pliegues durante el Mioceno superior y más tarde (cf. capítulo 3), da una idea de la complejidad de la historia Neógena en la que suceden estadios extensionales y contractivos como en la evolución pre-Miocena.

A continuación se exponen las características más significativas de las superficies y estructuras relacionadas que limitan las unidades alpujárrides. Finalmente se describe la estructuración actual de dichas unidades en los mismos sectores en los que se ha desarrollado el estudio del metamorfismo.

7.2. CARACTERÍSTICAS DE LOS LÍMITES ENTRE UNIDADES ALPUJÁRRIDES

Las actuales unidades alpujárrides se presentan, en la mayoría de los casos, como láminas limitadas por contactos frágiles. Este dispositivo puede repetirse a diferentes escalas entre distintas litologías en el interior de cada unidad. El resultado es un conjunto de superficies o bandas de roca de espesor variable con una deformación frágil o semifrágil, que se superponen a la estructuración previa, llegando en algunos casos a ocultarla completamente. Las bandas de roca frágiles son dominios en los que coexisten harinas y brechas de falla, estructuras de tipo S-C, planos discretos de fallas normales y estrías asociadas. El buzamiento de las fallas puede resultar muy engañoso de cara a definir su carácter e importancia. En multitud de casos, dichas fallas poseen buzamientos próximos a 45° o mayores, aunque el ángulo que forman con la foliación Sp de referencia es comúnmente inferior a 25°. En conjunto predominan las fallas de bajo ángulo, especialmente en las de mayor desplazamiento, y esto se manifiesta con claridad cuando se restituyen a su posición previa al plegamiento Mioceno superior.

La cinemática, sentido de transporte y el carácter extensional de las zonas de cizalla frágiles que limitan unidades han sido determinados con el concurso de los

siguientes criterios:

a) La omisión total o parcial de alguna unidad o un grupo de ellas cuya posición estructural inicial es conocida o inferida.

b) Determinación del carácter sustractivo de las superficies de falla asociadas que limitan formaciones litológicas de la misma unidad.

c) Análisis de relaciones geométricas entre la superficie de referencia (Sp) y las fallas normales frágiles, para determinar el ángulo de la falla con planos de anisotropía de las rocas falladas, inicialmente subhorizontales.

d) Recopilación de datos sobre estructuras extensionales menores asociadas a las fallas como son: estructuras S-C frágiles con estrías sobre las superficies C (estructuras en "almendra"), granos y cantos alineados según la dirección de desplazamiento, diaclasados perpendiculares a la dirección de transporte, cataclasitas (en algunos casos con una foliación grosera), pliegues de arrastre, etc., todas ellas con valor cinemático (Fotos 96, 97, 98, 99 y 100).

Según estos criterios se puede establecer que la mayor parte de las superficies que limitan actualmente las unidades alpujárrides son fallas normales de bajo ángulo FNBA, como ha sido concluido también por diversos autores a lo largo de toda la cadena (Balanyá, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Alonso et al., 1993; Azañón et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994 a y b). Las relaciones geométricas entre Sp, como estructura de referencia, y las FNBA, pone de manifiesto, además, que estas últimas suelen poseer una geometría lística.

Algunos autores consideran que existen aún contactos o parte de ellos que han sido respetados por la tectónica extensional. En concreto los interpretan como cabalgamientos frágiles con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N-NE (Cuevas et al., 1986; Simancas y Campos, 1988; 1993; Campos y Simancas, 1989; Cuevas, 1990; Tubía et al., 1992).

La cinemática de las FNBA que se interponen entre unidades alpujárrides puede ser establecida mediante los criterios anteriormente reseñados. Las estrías y estructuras asociadas indican que las FNBA se pueden agrupar en dos sistemas en función de el sentido de movimiento del bloque de techo: el primero hacia el NNW en el sector centro-oriental y NNE en el sector centro-occidental, el segundo es SW. El primer conjunto ha sido denominado "sistema de fallas normales de Contraviesa"(SFNC; Crespo-Blanc et al., 1994a y b) por su especial desarrollo en este área. El segundo conjunto ha sido denominado "sistema extensional de Filabres" (SEF; García-Dueñas et al., 1992).

La existencia de secuencias estratigráficas Neógenas bien documentadas en el sector oriental de la cadena Bética (Rodríguez-Fernández, 1982; Briend et al., 1990 y Rodríguez-Fernández et al., 1992) ha permitido a García-Dueñas et al., (1992) datar ambos sistemas extensionales, basándose en la edad de los sedimentos afectados y los fosilizantes (Fig.7.1). El SFNC es sellado por conglomerados del Langhiense superior-Serravaliense. Por lo tanto, fue activo durante el Langhiense y eventualmente durante el Burdigaliense superior. El SEF es fosilizado por sedimentos del Tortoniense inferior en la Sierra Alhamilla, por lo que se deduce que fue activo durante el Serravaliense.

7.3. ESTRUCTURACIÓN MIOCENA DE LOS ALPUJÁRRIDES

Para describir la estructura actual de las unidades alpujárrides se ha seleccionado un sector central que comprende las áreas de La Contraviesa y la Sierra Almirajara (Fig.7.1 y 7.2 ; mapa en anexos). Además se incluyen esquemas tectónicos de áreas reducidas como son: la Sierra Tejeda (Fig.7.3), Sierra Alhamilla (Fig. 7.4) y el borde occidental de Sierra Bermeja (Fig. 7.5 y 7.6).

7.3.1. Área de La Contraviesa

En este área, que es la más extensa, las unidades aparecen limitadas por fallas normales de bajo ángulo que pertenecen a los sistemas extensionales SFNC y SEF. El esquema tectónico de la figura 7.1 y los cortes geológicos seriados de E a W de la figura 7.2 están basados en los cortes que figuran en los mapas geológicos MAGNA (cf. Aldaya et al.,1979; Aldaya, 1981; Aldaya et al.,1983a y b; Avidad y García-Dueñas, 1981) con modificaciones.

El corte geológico A-A' (Fig. 7.2) ilustra la omisión en el muro de una FNBA del sistema SFNC que separa la unidad tipo Lújar-Gádor de las unidades tipo Escalate. La falla de contacto buza actualmente hacia el SSE por la acción de un anticlinal suave tardío. La cinemática a lo largo de la falla plegada señala un movimiento del bloque de techo hacia el NNW. La unidad subyacente (Lújar-Gádor) presenta un pliegue plurikilométrico vergente al N de eje aproximadamente E-W, perteneciente a la fase de pliegues Pcn de edad pre-Miocena. La FNBA, que tiene un buzamiento de 20° S, corta al flanco inverso del pliegue, aproximándose a su plano axial que buza 45° S. El contacto posee relaciones de rellano para el bloque de techo y de rampa para el bloque de muro. De S a N, los

términos carbonáticos del bloque de muro pertenecen sucesivamente al flanco inverso, núcleo y flanco normal, del pliegue, por lo que la superficie de falla es descendente en la dirección de movimiento. El contacto entre la unidad de Lújar-Gádor y la de Murtas (tipo Salobreña) es una falla más reciente que no forma parte del mismo sistema extensional.

En el corte B-B' (Fig.7.2), se observa como el contacto entre la unidad de Murtas (tipo Salobreña) y la unidad de Lújar-Gádor es otra FNBA del sistema de fallas de Contraviesa (SFNC). Dicho contacto se hace subhorizontal en la parte más septentrional y buza $\approx 20^\circ$ hacia el N en la parte más meridional. En esta última parte, que corresponde al flanco N de un anticlinal tardío, la unidad de Escalate y la de Murtas, separadas por una falla, se apoyan sobre otra falla con relaciones de rampa de techo y traslación al N. Esta falla es una parte de un despegue extensional, llamado despegue de Turón (García-Dueñas et al.,1992), situado a techo de la unidad de Lújar-Gádor en toda La Contraviesa, entre los meridianos de Adra y Motril (Fig.7.1).

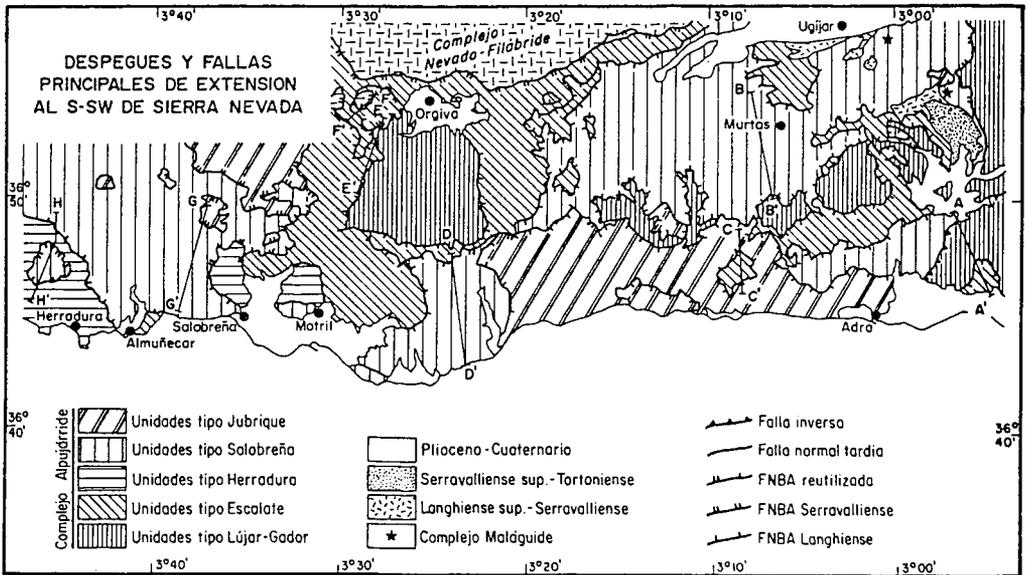


Fig.7.1: Esquema tectónico en el que se muestran los despegues y fallas extensionales al S-SW de Sierra Nevada. Sobre el esquema se sitúan los cortes geológicos de la figura 7.2.

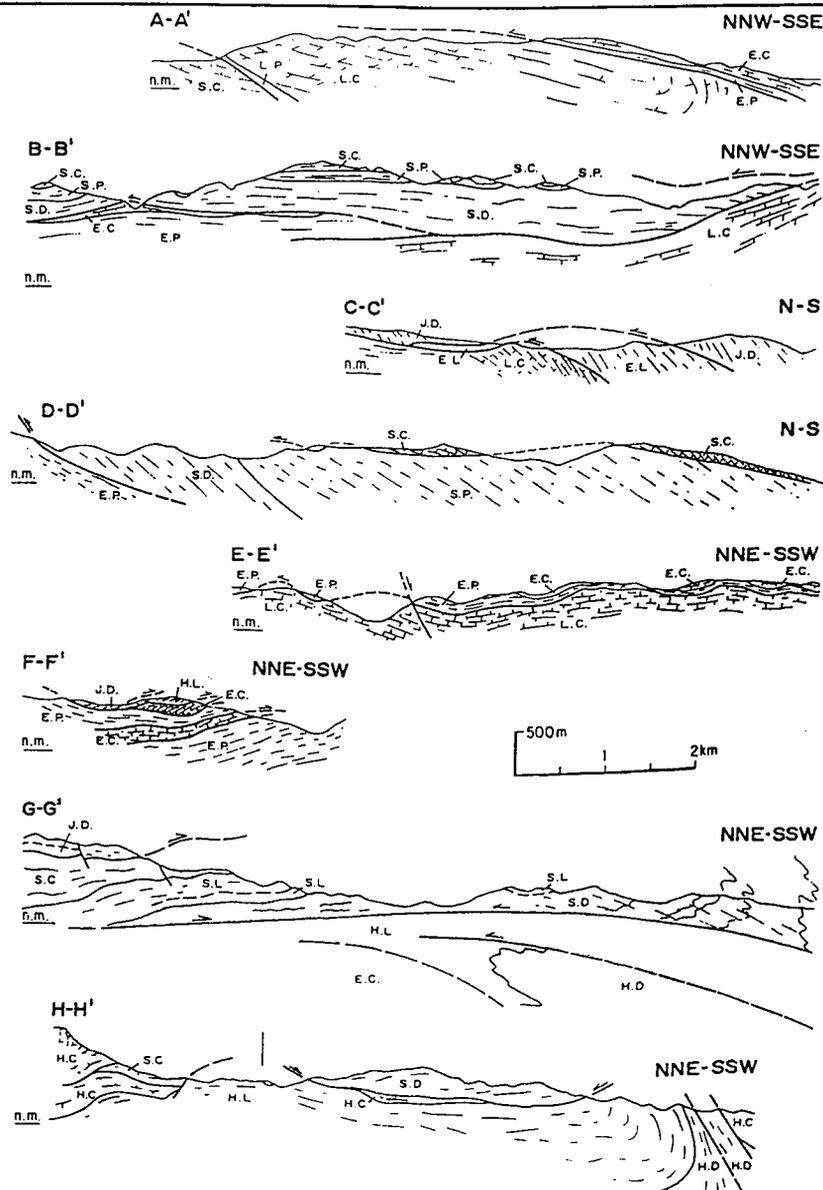


Fig. 7.2: Cortes geológicos de las unidades alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. Los contactos entre las diferentes formaciones litológicas no se reflejan en el esquema de la figura 7.1. Modificados de los mapas 1:50000 M.A.G.N.A (Aldaya et al., 1979; Aldaya, 1981; Aldaya et al., 1983a y b; Avidad y García-Dueñas, 1981). Primera letra: J: U. tipo Jubrique, S: U. tipo Salobreña, E: U. tipo Escalate; L: U. tipo Lújar-Gádor. Segunda letra: C: Carbonatos; P: Filitas; L: Esquistos claros; D: Esquistos grafitosos.

En el corte C-C' (Fig.7.2), situado en el flanco S del anticlinal tardío de La Contraviesa, se observa como la falla que separa unidades de tipo Jubrique y Escalate, con relaciones de rampa en sus bloques de muro y techo, traslación de este último hacia el N y, por tanto, con geometría de falla normal, desciende estructuralmente hasta alcanzar el despegue de Turón, a techo de calizas de la unidad Lújar-Gádor. Teniendo en cuenta que todos los contactos de falla del corte C-C' pertenecen al SFNC, con sentido de movimiento NNW conviene destacar los siguientes aspectos:

a) el carácter extensional de la falla basal de la unidad de Adra (tipo Jubrique), a pesar de su apariencia de falla inversa; nótese que la foliación principal (Sp) buza más que la superficie de falla. El carácter sustractivo de la misma queda demostrado por la omisión de la unidad de Murtas en este corte.

b) En la parte septentrional del corte se evidencia la desaparición por sustracción de la unidad de Escalate y la coalescencia entre el despegue de Turón y la falla normal basal de la unidad de Adra (tipo Jubrique).

c) Todos los contactos están basculados por el anticlinal abierto de La Contraviesa de edad Tortoniense superior-Plioceno. Este anticlinal determina que el buzamiento de las fallas en su flanco meridional sea hacia el S. En contraposición, el corte B-B', situado sobre el flanco N del mismo anticlinal, muestra la geometría de falla normal del despegue de Turón en una transición rampa-rellano de la unidad de Murtas, situada a techo.

Los cortes geológicos B-B' y C-C' de la figura 7.2 muestran como las fallas normales que separan las unidades alpujárrides son lítricas si se descuenta el efecto del plegamiento (ver las relaciones entre ellas y Sp); todas ellas se aproximan hacia el N al despegue de Turón, produciendo una zona de alta extensión (cf. Gibbs, 1984), en la cual la unidad de Adra (tipo Jubrique) descansa directamente sobre la unidad Lújar-Gádor.

En la Contraviesa, casi la totalidad de los límites entre unidades pertenecen al SFNC que se encuentra en el bloque de techo del despegue de Filabres más moderno (García-Deñás et al., 1992). Por ello, determinadas fallas lítricas con movimiento del bloque de techo hacia el SW, relacionadas con este despegue cortan a las pertenecientes al SFNC. Un ejemplo de esta superposición de fallas de diferente edad se observa en el área situada al E del corte D-D'(Fig.7.1), en donde el contacto basal de la unidad de Adra desciende progresivamente hacia el W, superponiéndose la unidad a las de Murtas (tipo Salobreña) y Escalate, ambas muy reducidas a techo del afloramiento de la unidad de Lújar-Gádor.

El corte geológico D-D' (Fig. 7.2) es una transversal aproximadamente N-S de la

unidad de Murtas (tipo Salobreña), movida hacia el N a lo largo de una falla basal normal con geometría de rampa a techo, de acuerdo con diferentes criterios cinemáticos congruentes. Un rasgo característico de este corte es el despegue entre la formación carbonática y la formación de filitas de la unidad. Las estructuras en relación con dicho despegue indican un movimiento del bloque de techo hacia el N y las relaciones geométricas entre la estratificación en los carbonatos, la foliación en la formación de filitas y el contacto entre ambas formaciones evidencia la geometría de rampa descendente al N tanto para el bloque de techo como para el bloque de muro.

El corte geológico E-E' muestra la continuación, al W de la Sierra de Lújar, del despegue de Turón sobre la unidad de Lújar-Gádor en la zona de charnela del anticlinal de La Contraviesa. La geometría general de rellano suavemente ondulado es manifiesta. Por su parte, las calizas de la unidad de Escalate están separadas de las filitas por otro despegue, también perteneciente al sistema de fallas de Contraviesa.

El corte geológico F-F' aclara la estructura de las unidades conservadas en pequeños klippen al S de Lanjarón. Los contactos que limitan las diferentes formaciones litológicas son actualmente fallas del sistema de Filabres con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SW. Sin embargo, en el interior de las láminas alpujarrides se conservan superficies de falla y estructuras menores frágiles que indican un movimiento del bloque de techo hacia el N. Estas superficies, junto con la foliación principal, están basculadas por la acción de las fallas pertenecientes al sistema de Filabres. La foto 101 muestra un ejemplo de basculamiento del contacto calizas-filitas (falla normal con dirección de transporte hacia el N) por una FNBA del sistema de Filabres.

7.3.2. Área de Sierra Almijara

En este área la mayor parte de los contactos entre unidades son zonas de cizalla frágiles con movimiento del bloque de techo hacia el NNE. La estructura general de las unidades es similar a la del área anterior. No obstante, existen ciertas diferencias entre las dos áreas con respecto a la estructura interna de las unidades extensionales:

a) Las unidades más bajas (unidades tipo Lújar-Gádor y unidades tipo Escalate no afloran en este área.

b) Las unidades tipo Herradura desaparecen hacia el E en el área de La Contraviesa (Aldaya y García-Dueñas, 1976).

c) En el área de La Contraviesa, las unidades son en su mayoría flancos normales

de los pliegues pre-Miocenos Pcn. Sólo en las unidades tipo Lújar-Gádor y excepcionalmente en las unidades tipo Escalate se pueden reconocer charnelas de los pliegues de esta fase.

d) En el área de la Sierra Almijara, las unidades preservan parte de las charnelas y de flancos inversos kilométricos de pliegues Pcn.

En los cortes geológicos G-G' y H-H' (Fig.7.2) las superficies que limitan la unidad de Salobreña a techo y a muro tienen una geometría de rampa con respecto a Sp y al plano axial de los pliegues recumbentes pre-existentes (Pcn). La falla basal de la unidad de Salobreña posee un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el NNE en aproximadamente las dos terceras partes meridionales del corte G-G'. En el mismo segmento, la geometría es de rampa con respecto a la unidad de Herradura (bloque de muro), que se acuña extensionalmente hacia el N, de manera que la unidad de Salobreña llega a apoyarse sobre la de Escalate (cf. Fig.7.1). En el tercio septentrional, la falla basal de la unidad de Salobreña indica movimiento del bloque de techo hacia el SW, es decir, transverso al corte. Por tanto, se puede concluir que al menos una parte de la falla con transporte hacia el NNE (sistema de fallas de Contraviesa, SFNC) ha sido reutilizada por fallas del sistema de Filabres (SEF). Algunos autores han considerado este contacto como un cabalgamiento frágil hacia el N (Campos y Simancas, 1989; Simancas y Campos, 1993).

El contacto que limita a muro la unidad de Guájares (tipo Jubrique) en el klippe de Guindalera es también una falla frágil, con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SW. La falla forma parte de un grupo, de la que es representativa la falla de Izbor (Azañón et al., 1993), con sentido de movimiento al SW y ligeramente buzantes al SW. Suelen presentar geometrías de rampa de muy bajo ángulo en el bloque de muro. En el límite suroriental de la Sierra Almijara, la falla de Izbor produce el acunamiento de las unidades de Salobreña y Herradura hacia el S, llegando a descansar la unidad de Guajares sobre las unidades tipo Escalate (Foto 102). La falla de Izbor y las relacionadas con ella cortan a las fallas con sentido de transporte hacia el N del SNFC, siendo selladas por sedimentos del Mioceno superior, con lo cual se puede inferir que fueron activas durante el Serravaliense.

La falla de Izbor puede ser considerada como la falla basal de un sistema de fallas como el SEF y de hecho su régimen, dirección y sentido de movimiento son similares. La diferencia entre ambos sistemas de fallas estriba en el nivel estructural en el que se desarrollan, mientras que la falla de Izbor se sitúa entre las unidades alpujárrides superiores, el SEF establece el límite actual entre los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride.

La estructura extensional del klippe del Jaral (unidad de Salobreña) en la parte central del corte H-H' de la figura 7.2. se comprende bien con estos antecedentes. Al S del klippe, los criterios cinemáticos usuales determinan el desplazamiento hacia el N del techo de la falla basal de la unidad de Salobreña, cortando la falla un sinclinal de la unidad de Herradura. La falla N del mismo klippe es estructuralmente descendente hacia el S y el sentido de transporte se dirige al SW, transversalmente al corte. El klippe resultaría de la interferencia de dos FNBA asimilables al SFNC (la de transporte al N) y al sistema de la falla de Izbor (la de transporte al SW). La geometría de los límites del cuerpo lenticular de mármoles infrayacentes del klippe es compatible con la interpretación hecha.

Cabe resaltar finalmente que la falla de Izbor y asociadas han contribuido al acuñaamiento y desaparición hacia el E de las unidades tipo Herradura, las cuales no afloran en La Contraviesa, en donde reiteradamente la unidad de Murtas (tipo Salobreña) descansa extensionalmente sobre unidades de tipo Escalate.

7.3.3. Área de Sierra Tejeda

La estructuración de los alpujárrides en este área es similar a la que se observa en la Sierra Almijara. Los límites entre unidades son de carácter frágil en la mayoría de los casos. Estas zonas de cizalla frágiles pertenecen a fallas normales de bajo ángulo (Fernández-Fernández et al., 1992; Alonso et al., 1993). Al igual que en el sector centro-oriental, las fallas normales son de geometría lítrica coalescentes en despegues y producen basculamientos de todas las estructuras previas (Alonso et al., 1993). La omisión total o parcial de unidades es otro rasgo característico de la tectónica extensional en el área. De este modo, se produce la aproximación del Complejo Maláguide a la unidad de Tejeda (tipo Herradura), que es la unidad más baja en la terminación occidental de Sierra Tejeda (Fig. 7.3; basada en Alonso et al., 1993; en prensa).

En el área se observan varias generaciones de fallas de bajo ángulo (Alonso et al., 1993). Las más antiguas están fosilizadas por sedimentos del Burdigaliense inferior y limitan el Complejo Maláguide y la unidad de Benamocarra. Sin embargo, las más numerosas son FNBA cuyo sentido de movimiento del bloque de techo es hacia el SW. Estas fallas están fosilizadas por sedimentos tortonienses del borde SW de la depresión de Granada, por lo que serían activas durante el Serravaliense (Alonso et al., 1993). Por lo tanto, poseen características como son la cinemática, el régimen y la edad, similares a la falla de Izbor y asociadas. También se desarrollan en parecido nivel estructural dentro del Complejo Alpujárride.

En resumen, al igual que en la Sierra Almijara, en este área se observan fallas

normales de bajo ángulo indicativas de una extensión NNE, cortadas por otras con transporte al SW, todas ellas activas durante el Mioceno medio.

Las últimas deben estar asociadas al sistema relacionado con la falla de Izbor y las primeras al SFNC. Las zonas de falla de alta extensión generadas por esos dos sistemas de falla causan la mayor parte de los acuñaientos e hiatos extensionales en el área.

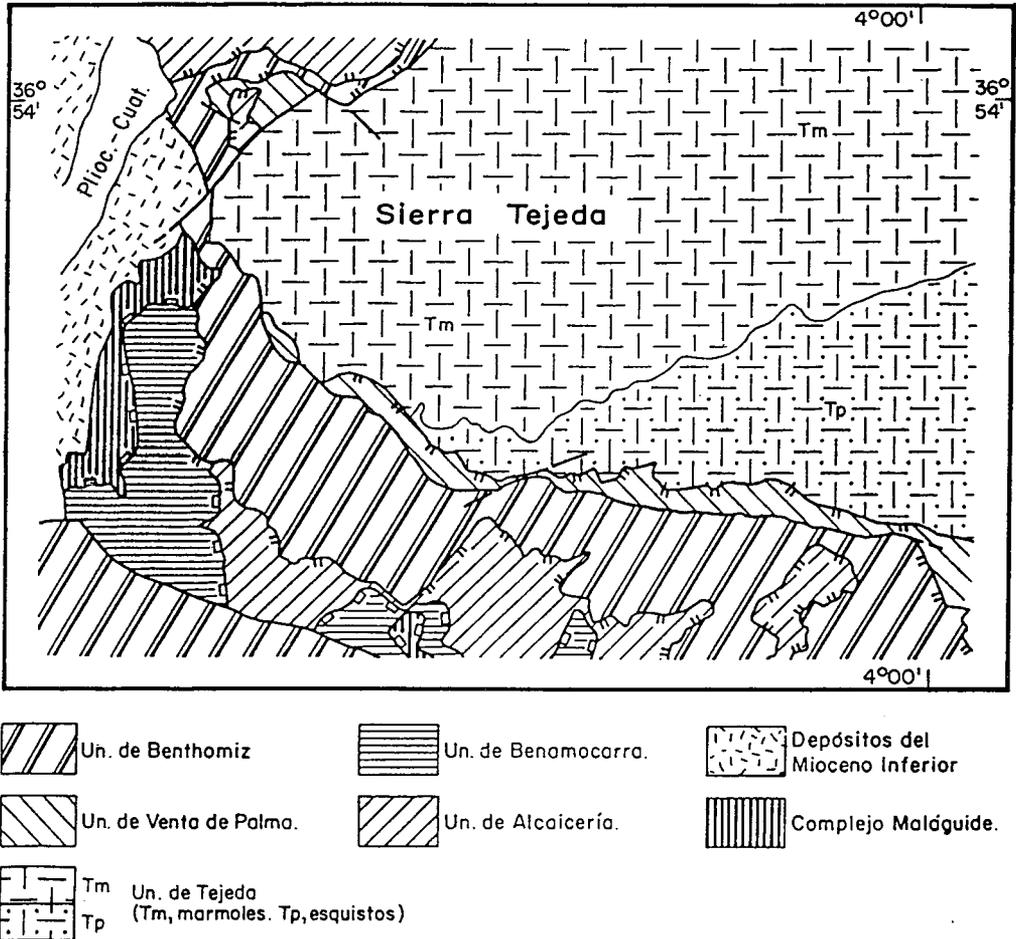


Fig. 7.3: Esquema tectónico del área de la Sierra Tejada. Basado en Alonso et al., 1994. Contactos con rectángulos en fallas del Mioceno inferior. Las restantes fallas son de edad Serravaliense.

7.3.4. Área de Sierra Alhamilla

En la Sierra Alhamilla, un anticlinal de edad Tortoniense superior (Weijermars et al., 1985) deja aflorar el Complejo Nevado-Filábride en ventana tectónica bajo las unidades Alpujárrides (Fig.7.4). El contacto entre ambos Complejos lo constituye la zona de falla de Torres Cartas (García-Dueñas et al.,1986). Son fallas de carácter frágil, geometría listrica y sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SW. Al estar fosilizadas por sedimentos del Serravalliense superior-Tortoniense inferior (García-Dueñas et al.,1992) se infiere que fueron activas durante el Serravalliense. La falla de Torres Cartas representa la prolongación del Despegue extensional de Filabres y del mismo modo que este se encuentra a techo del Complejo Nevado-Filábride alrededor de los anticlinales de Sierra Nevada y de Sierra de Los Filabres (cf. Fig. 7.1), la falla de Torres Cartas emerge más al S, como techo del mismo Complejo en el núcleo anticlinal de Sierra Alhamilla (García-Dueñas et al., 1992). Entre los anticlinales de Los Filabres y Sierra Alhamilla se encuentra el sinclinal de Tabernas (Fig. 7.4) en cuyo núcleo se hallan sedimentos discordantes del Mioceno superior.

Los contactos que limitan las unidades alpujárrides en Sierra Alhamilla incluso las superficies que separan las diferentes formaciones litológicas en cada unidad, son fallas frágiles que también pertenecen al SEF. Localmente se observan fallas del SFNC basculadas por las del SEF.

Platt (1982) considera que en la Sierra Alhamilla aflora una única unidad alpujárride que se encuentra afectada por un pliegue manto nucleado por esquistos grafitosos. Sin embargo, el registro metamórfico más antiguo evidencia diferencias significativas entre el flanco inverso y el flanco normal del pliegue en cuestión, que no pueden ser considerados como pertenecientes a la misma unidad alpujárride: La unidad superior presenta un registro metamórfico similar al de la unidad de Murtas (tipo Salobreña) en su terminación oriental (Azañón et al., 1994); la unidad inferior es de atribución dudosa, aunque contiene términos Permo-Triásicos asimilables a las unidades de tipo Escalate.

Por otra parte, los contactos que separan ambas láminas son indudablemente FNBA con transporte hacia el SW. En la figura 7.4 se presenta un esquema tectónico de los grandes conjuntos tectónicos de la Sierra Alhamilla (tomada de Azañón et al.,1992a, modificada de Platt et al., 1983 y García-Dueñas et al., 1992).

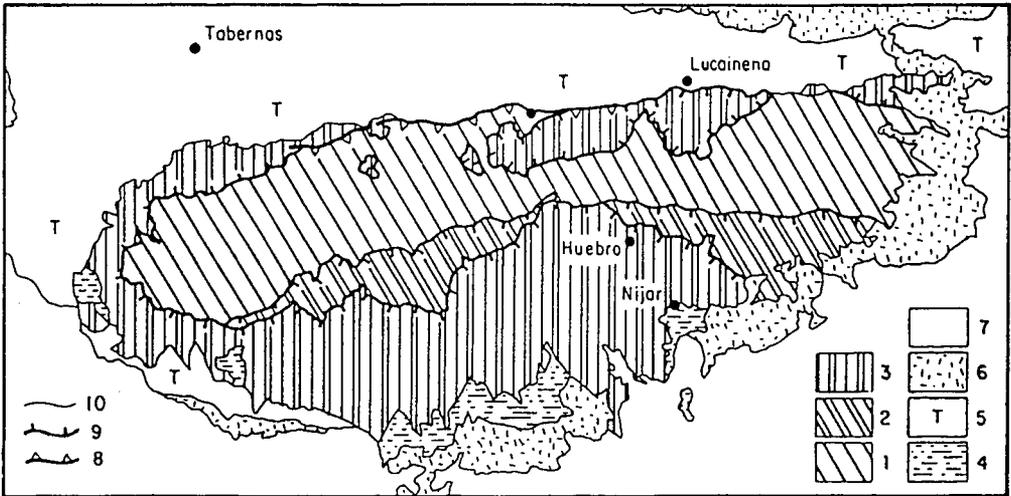


Fig. 7.4: Esquema tectónico de la Sierra Alhamilla (modificado de Platt et al., 1983 y García-Dueñas et al., 1992). 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride (unidades de Calar-Alto y Bédar-Macael respectivamente). 3: unidades Alpujárrides. 4: Mioceno medio (Langhiense superior-Serravaliense). 5: Tortoniense inferior. 6: Tortoniense superior-Messiniense. 7: Sedimentos del Plioceno a la actualidad. 8: Fallas normales de bajo ángulo. 9: Fallas inversas de alto ángulo. 10: Discordancias.

7.3.5. Área del borde noroccidental de la Sierra Bermeja

La estructura de los materiales alpujárrides en este sector ha sido estudiada con gran detalle (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Balanyá y García-Dueñas, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991; Balanyá, 1991). En la figura 7.5 (modificada de Azañón et al., 1995 y Balanyá et al., 1993) se recoge un esquema tectónico y un corte geológico del área.

Los materiales alpujárrides están constituidos por la unidad de Jubrique y un conjunto de imbricaciones extremadamente adelgazadas (imbricaciones de Benarrabá) que

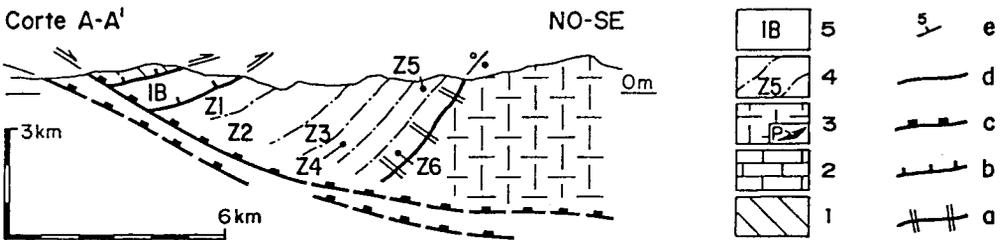
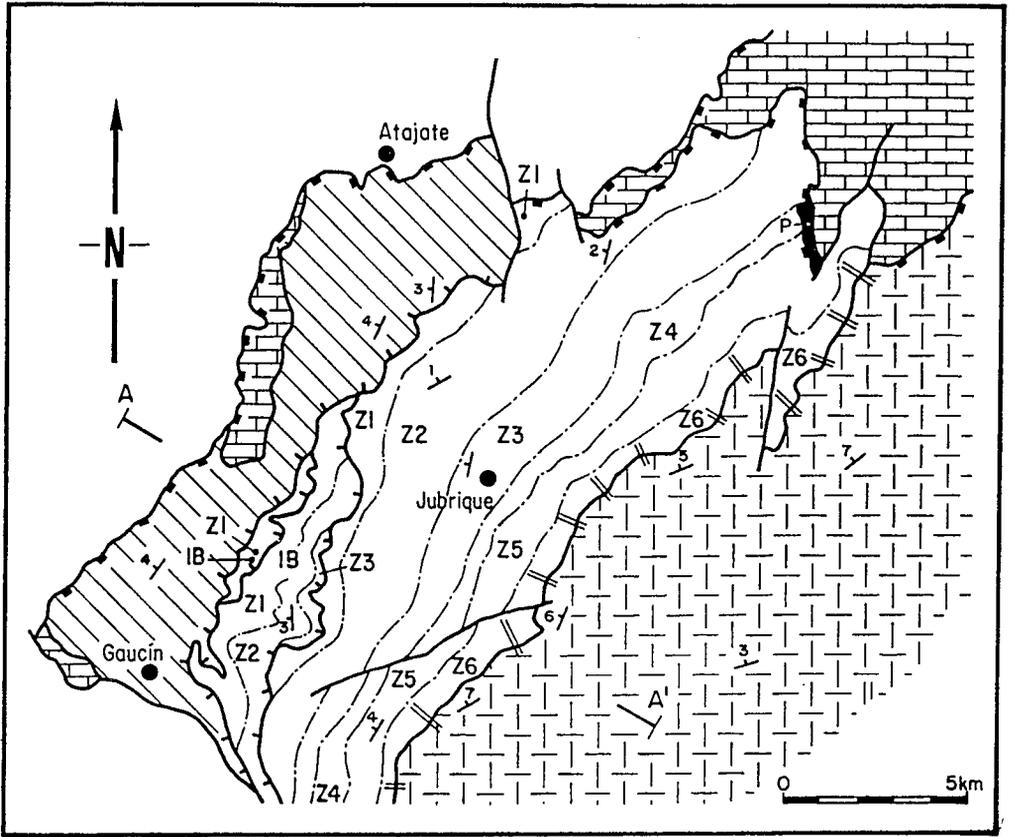


Fig. 7.5: Mapa geológico del área de Jubrique al S de Ronda. 1: Complejo Maláguide, 2: Unidades de la Dorsal, 3: Unidad de Bermeja (Peridotitas), 4: Unidad de Jubrique (Z, Zonas metamórficas), 5: Imbricaciones de Benarrabá. Z1: Zona de Prl+Chl+Ctd+Car (pseudomorfos), Z2: Zona de Ky+Ctd, Z3: Zona de St+Gar, Z4: Zona de Si, Z5: Zona de Si+KFd, Z6: Zona de Kfd+Ky+Gar+Crd. a) Zona de cizalla Bermeja-Jubrique; b) Fallas normales de bajo ángulo; c) Fallas frágiles y dúctiles sobrepuestas; d) Otras fallas; e) Foliación metamórfica y buzamiento en decenas de grados.

descansan sobre dicha unidad. Los contactos que separan todas las láminas alpujárrides son de carácter frágil a excepción del contacto del techo de las peridotitas que tiene carácter dúctil. Este contacto puede estar posteriormente retocado por una deformación de carácter frágil (Balanyá, 1991).

La cinemática de los contactos frágiles indica un desplazamiento del bloque de techo hacia el SE (Fig.7.5). En la zona de estudio, las relaciones geométricas entre las superficies de referencia (Sp) y las fallas, evidencia que los contactos son prácticamente rellanos, tanto para el bloque de techo como para el bloque de muro (Fig.7.5). Más al S, fuera del área, la falla de Piedras Recias (Balanyá, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991) posee un claro carácter sustractivo y movimiento del bloque de techo de componente S.

Como se puede apreciar en la figura 7.5, la característica más destacable de la unidad de Jubrique es la presencia de gran número de zonas metamórficas, desarrolladas en la etapa de presiones intermedias, con una potencia extraordinariamente reducida. Este efecto ha sido reconocido en todas las unidades alpujárrides. Sin embargo, la tectónica extensional miocena produce importantes omisiones frágiles que nos impiden conservar el registro de todas las zonas minerales. La unidad de Jubrique es la de zonación mineral más completa y esto la ha hecho especialmente interesante para el estudio y evaluación de los procesos de adelgazamiento pre-Miocenos (Balanyá et al., 1993).

Las estructuras con valor cinemático de la zona de cizalla de Bermeja-Jubrique, entre la unidad de Jubrique y las peridotitas de Bermeja indican mayoritariamente movimiento del bloque de techo hacia el NE; su condición extensional se ha propuesto a partir del análisis de trayectorias P-T establecidas a partir de granates zonados (Balanyá, 1991).



A continuación se enumeran brevemente las conclusiones principales de este trabajo de investigación:

* Los materiales del Complejo Alpujárride han sufrido un metamorfismo alpino en condiciones de alta presión-baja temperatura (AP-BT), registrado en los términos más altos actualmente reconocidos en la secuencia (de edad Triásica y Permo-Triásica). Este metamorfismo, común en otras cadenas peri-mediterráneas, se caracteriza por asociaciones en las que intervienen los siguientes minerales: Fe-Mg carfolita, cloritoide, pirofilita, aragonito. La coexistencia de Mg-carfolita-distena-clorita ha sido descrita por primera vez en la naturaleza en esta región, aunque había sido prevista teóricamente al considerar el límite de estabilidad de la Mg-carfolita ante incrementos de temperatura.

* El metamorfismo de AP-BT es el registro más antiguo de los observados en las rocas Permo-Triásicas alpujárrides. La comparación de dicho registro en los niveles litoestratigráficos de transición entre la formación de filitas (Permo-Trías) y carbonática (Trías inferior-medio) evidencia diferencias en las condiciones P-T alcanzadas durante este episodio metamórfico en las distintas unidades alpujárrides. Estas diferencias

complementadas con otros criterios tales como los litoestratigráficos y la posición estructural, permiten agruparlos en cinco unidades tipo, que de abajo hacia arriba son: a) Lújar-Gádor, b) Escalate, c) Herradura, d) Salobreña y e) Jubrique (o Adra, más al Este).

* a) En las unidades tipo Lújar-Gádor, la Fe-Mg carfolita está ausente por lo que la presión no debe superar los 7 Kb. Asociaciones con sudoita, clorita, pirofilita y cloritoide limitan la temperatura máxima a 350°C. La cristalinidad de las micas de un tamaño inferior a 2µm, contenidas en intercalaciones pelíticas dentro de los carbonatos, confirman que la temperatura en estas rocas no ha superado los 350°C (límite anchizona-epizona) en toda la evolución metamórfica.

* b) En las unidades tipo Escalate, la presencia de Fe-Mg carfolita asociada con cloritoide y clorita, permite establecer unas condiciones de unos 8 Kb/375°C para el episodio metamórfico inicial.

* c) En las unidades tipo Herradura, se evidencia un registro metamórfico precoz de alta presión (mínimo 11 Kb), aunque la temperatura puede alcanzar los 550-600°C.

* d) En las unidades tipo Salobreña aparece la asociación Mg-carfolita+distena+clorita que determina unas condiciones de unos 10 Kb/425°C para el mismo episodio.

* e) En las unidades tipo Jubrique, se han establecido unas condiciones mínimas de 9 Kb/450°C (asociación cloritoide-distena-clorita).

* Se atribuye al episodio de AP-BT una foliación (S1; definida por la orientación de algunos minerales) y pliegues isoclinales sólo conservados en dominios lenticulares.

* Tras el episodio de AP-BT, las unidades sufrieron una fuerte descompresión sin cambio importante de la temperatura. La descompresión facilita la circulación de fluidos intersticiales y favorece las reacciones iónicas entre fases aluminosilicatadas, dando lugar a especies de cloritas (cookeita y cloritas trioctaédricas ferromagnesianas) y micas (moscovita, paragonita y margarita) dependiendo de la variación de P y T.

* En las unidades que poseen una sucesión más completa se han evaluado las diferencias en el registro metamórfico a diferentes niveles de la secuencia. El patrón de variación indica un incremento progresivo en el grado metamórfico hacia niveles más bajos. Esta polaridad metamórfica se produce en los primeros episodios y se mantiene hasta las últimas etapas de la evolución orogénica pre-Miocena.

* Durante la descompresión se desarrolla una foliación de aplastamiento (foliación

principal, Sp) acompañada de una importante cristalización (sin- y postcinemática) en condiciones de presiones intermedias. Esta foliación es la más penetrativa en los materiales alpujárrides y el considerable aplastamiento que la acompaña, determina su paralelismo con los límites litológicos (S_0) y la foliación previa (S_1).

* Se ha evaluado la variación de las condiciones de P-T a lo largo de la evolución metamórfica, a diferentes niveles de la secuencia litológica de aquellas unidades cuya sucesión es más potente y completa (trayectorias P-T). La pauta general consiste en incrementos progresivos del grado metamórfico para rocas cada vez más antiguas. La polaridad metamórfica y la de la secuencia litológica coinciden en cada unidad cuando se considera la zonación metamórfica representativa de la distribución de asociaciones minerales correspondientes tanto al evento inicial de AP-PT como a la descompresión subsiguiente (a temperatura casi constante).

La polaridad respecto a la posición actual se alteró, sin embargo, por efecto de estructuras contractivas pre-Miocenas desarrolladas más tarde.

* La foliación Sp está afectada por pliegues recumbentes plurikilométricos de eje E-W representados a escala regional (Pcn). Estos pliegues son los que invierten la polaridad de la zonación metamórfica, condensada durante el aplastamiento sin-Sp. Esta fase contractiva de vergencia N debe ser la causante de las superposiciones a gran escala de unidades o rocas más severamente metamorizadas sobre otras que lo están menos. Sin embargo, este dispositivo de cabalgamientos no genera incrementos de carga significativos, es decir, que produzcan la cristalización de asociaciones minerales críticas.

* El análisis del registro metamórfico a distintos niveles de la secuencia evidencia que el gradiente geotérmico, inicialmente de aproximadamente $15^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, sufre fuertes modificaciones durante la evolución metamórfica. Los gradientes inferidos al inicio de la fase de pliegues vergentes al N (Pcn) están en torno a los $50^{\circ}/\text{Km}$.

* Las relaciones geométricas entre la foliación principal (adoptada como superficie de referencia) y las superficies que limitan las unidades alpujárrides junto con el sentido de transporte a lo largo de esas superficies, evidencia que la mayor parte de ellas poseen un régimen extensional. Son fallas normales de bajo ángulo (FNBA) desarrolladas en condiciones frágiles.

* Las FNBA pertenecen principalmente a dos sistemas: a) El sistema extensional de Contraviesa y b) el sistema extensional de Filabres.

En el primero, de edad Langhiense, el sentido de movimiento del bloque de techo es hacia el N. A este sistema pertenecen la mayoría de los límites entre unidades, en el

sector central de la Cordillera, al S de Sierra Nevada. En el segundo, de edad Serravalliense, el sentido de movimiento del bloque de techo es hacia el SW. Este sistema está bien desarrollado en la Sierra Alhamilla y en sector central de la cadena. A niveles estructuralmente más altos dentro de la pila alpujárride se desarrollan fallas normales de bajo ángulo de edad Serravalliense y con una cinemática similar a las del sistema extensional de Filabres.

* En la historia Neógena de los materiales alpujárrides se evidencia que la extensión miocena es interrumpida por un episodio contractivo cuyas estructuras más manifiestas son pliegues mayores de orientación E-W. Los sistemas de FNBA están afectados por estos pliegues. A causa de estos pliegues, algunas FNBA han sido interpretadas como cabalgamientos.

* El Complejo Maláguide, carente de registro metamórfico alpino, y situado encima de los Alpujárrides se considera el bloque de techo del edificio colisional en el que se desarrollan las facies AP-BT. Como en el ámbito del Complejo Alpujárride no se han encontrado indicios de corteza oceánica y las unidades alpujárrides están esencialmente constituidas por rocas de corteza media-superior, esa colisión tuvo que ser del tipo continente-continente.

* Un segundo episodio colisional reorganiza la pila de unidades después de que hubieran sido fuertemente adelgazadas durante el episodio de alargamiento litosférico con el que se relacionan las facies de presión intermedia. Posiblemente durante este episodio se produce la superposición del Complejo Alpujárride sobre el Complejo Nevado-Filábride, sin que esto implique que el metamorfismo de AP-BT de este último tenga relación con esta superposición.

* La historia colisional del Complejo Alpujárride, y por añadidura su evolución metamórfica, es previa a la formación del Arco de Gibraltar. En efecto, la superposición del dominio cortical de Alborán sobre los paleomárgenes vecinos (Sudibérico y Magrebí), ocurrida durante el Mioceno, es en términos generales contemporánea del adelgazamiento a gran escala que culmina con la formación del mar de Alborán.

- ALDAYA F., (1969a), Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada, 527 p.
- ALDAYA F., (1969b), Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). Bol. Geol. Min., 80, 212-217.
- ALDAYA F., (1970), Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bética, provincia de Granada (nota preliminar). Bol. Geol. Min., LXXXI, 593-600.
- ALDAYA F., (1981), Hoja y Memoria de Albuñol (número 1055). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Inst. Geol. Min. España.
- ALDAYA F., ALVAREZ F., GALINDO-ZALDIVAR J., GONZÁLEZ-LODEIRO F., JABALOY A., y NAVARRO-VILÁ F., (1991), The Maláguide-Alpujárride contact (Bétic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. C.R. Acad. Sci., Paris, 313, 1447-1453.
- ALDAYA F., BAENA J., y EWERT K., (1983 a), Hoja y Memoria de Adra (núm. 1057). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. IGME.
- ALDAYA F., BAENA J., y EWERT K., (1983 b), Hoja y Memoria de Berja (núm. 1043). Mapa Geol. España 1:50.000 (2 serie). IGME.
- ALDAYA F., CAMPOS J., CHACÓN J., GARCÍA-DUEÑAS V., GARCÍA ROSELL L., OLMO A., OROZCO M. y SANZ DE GALDEANO C., (en prensa), Cortes de la Frontera (1064). Mapa Geológico España 1:50.000 (2a. serie). I.G.M.E.
- ALDAYA F., CAMPOS J., GARCÍA-DUEÑAS V., y GONZÁLEZ LODEIRO F., (1984), El contacto Alpujárrides/Nevaldo-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. En "El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas", 18-20.
- ALDAYA F., y EWERT K., (1979), El Manto de Murtas al sur de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas). Bol. Geol. Min., XC, 124-131.
- ALDAYA F., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1976), Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sud et Sud Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). Bull. Soc. Géol. France. 7, 18, 635-639.
- ALDAYA F., GARCÍA-DUEÑAS V., y NAVARRO-VILÁ F., (1982), Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. Acta Geol. Hisp. "Hom. a Lluís Sole Sabaris", 14, 154-166.
- ALDAYA F., MARTÍNEZ-GARCÍA E., DIAZ DE FEDERICO A., PUGA E., GARCÍA-DUEÑAS V., y NAVARRO-VILA F., (1979), Hoja y Memoria de Lanjarón (núm. 1042). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Inst. Geol. Min. España.
- ALONSO CHAVES F.M., GARCÍA-DUEÑAS V. y OROZCO M. (1993), Fallas de despegue extensional miocenas en el área de Sierra Tejada (Béticas centrales). Geogaceta, 14, 116-119.

Bibliografía

- ALONSO CHAVES F.M., OROZCO M., GARCÍA-DUEÑAS V., y MAYORAL E. (1995), La falla normal de bajo ángulo de Tejada: un ejemplo de la deformación miocena en las Béticas centrales. *Geogaceta*, 17, 131-132.
- ALVAREZ F., (1987 b), Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain). *Geol. Mijnbouw.*, 66, 101-110.
- ALVAREZ F., (1987 a), La Tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas. Tesis Univ. Salamanca, 371 p.
- ANDERSON G.M. y BURNHAM C.W., (1967), Reactions of quartz and corundum with aqueous chlorite and hidroxide solutions at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 265, 12-27.
- ANDERSON G.M. y BURNHAM C.W. (1983), Feldspar solubility and the transport of aluminium under metamorphic conditions. *Am. J. Sci.* 283-A (Orville), 283-297.
- ASHWORTH J.R. y EVIRGEN M.M., (1984), Mineral chemistry of regional chloritoid assemblages in the chlorite zone. Lycian nappes, south west Turkey. *Min. Mag.*, 48, 159-165.
- ATHERTON M.P., (1968), The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 347-371.
- ATHERTON M.P., y EDMUNDS N., (1966), An electron-microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 1, 185-193.
- AVIDAD J., (1976), Los Mantos Alpujárrides al SW de Sierra Nevada. Tesis Univ. del País Vasco, 262 p.
- AVIDAD J., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1981), Motril (1055). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie), IGME.
- AVIDAD D., GARCÍA-DUEÑAS V., GALLEGOS J.A. y GONZÁLEZ-DONOSO J.M., (1981), Dúrcal (1041) Mapa Geol. España 1:50000, IGME.
- AVIGAD D., MATTHEWS A., EVANS B.W., y GARFUNKEL Z., (1992), Cooling during the exhumation of a blueschist terrane, Sifnos (Cyclades), Greece, *Eur. J. Mineral.*, 4, 619-634.
- AZAÑÓN J.M., (1992), Nota preliminar sobre la presencia de sudoita en las metapelitas de la unidad de Trevenque, Alpujárrides centrales, *Geogaceta*, 12, 71-75.
- AZAÑÓN J.M., BALANYÁ J.C., COMAS M.C., GARCÍA-DUEÑAS V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M., SÁNCHEZ GÓMEZ M., y SOTO J.I., (1992a), Crustal thickening and thinning events in the Alboran Domain (Betic chains): A Field Trip Guide). *Dep. legal.* GR-1196-1992.
- AZAÑÓN J.M., BALANYÁ J.C. y GARCÍA-DUEÑAS V., (1995), Registro metamórfico de alta presión-baja temperatura en la unidad de Jubrique e imbricaciones de Benarrabá (Cordillera Bético-Rifeña). *Geogaceta*, 17, 133-134.
- AZAÑÓN J.M., CRESPO-BLANC A., GARCÍA-DUEÑAS V., y OROZCO M., (1993), Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics, *Geogaceta*, 14, 119-123.

- AZAÑÓN J.M., GARCÍA-DUEÑAS V. y GOFFÉ B., (1992b), High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujarrides, Andalucía), *Geogaceta*, 11, 81-85.
- AZAÑÓN J.M., GARCÍA-DUEÑAS V., MARTÍNEZ MARTÍNEZ J.M., y CRESPO-BLANC A., (1994), Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, serie II, 667-674.
- AZAÑÓN J.M., y GOFFÉ B., (1991), New occurrence of carpholite-kyanite-cookeite assemblages in the Alpujarrides nappes, Betic Cordilleras. SE Spain. *Terra abs.*, 3, 1, 88.
- AZAÑÓN J.M., y GOFFÉ B., (en prensa), High-Pressure, Low-Temperature metamorphic evolution of the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (S.E. Spain). *Eur. J. Mineral.*
- AZAÑÓN J.M., y SOTO J.I., (1993), Estauroлита rica en Zn en las metapelitas de bajo grado de la Unidad de Salobreña (Complejo Alpujarride). *Geogaceta*, 14, 143-146.
- BAILEY S.N., y LISTER J.S., (1989), Structures, compositions, and X-ray diffraction identification of dioctahedral chlorites. *Clays and clay minerals*, 37, 193-202.
- BAKKER H.E., DE JONG K., HELMERS H., y BIERMANN C., (1989), The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *J. metamorphic. Geol.*, 7, 359-381.
- BALANYÁ J.C., (1991), Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar. Tesis Univ. Granada, (inédita), 210 p.
- BALANYÁ J.C., AZAÑÓN J.M., SÁNCHEZ-GÓMEZ M. y GARCÍA-DUEÑAS V., (1993), Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit during the Paleogene times (Alpujarride complex, western Betics), *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série 2, 316, 1595-1601.
- BALANYÁ J.C., CAMPOS J., GARCÍA-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.
- BALANYÁ J.C., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1986), Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1, 19-21.
- BALANYÁ J. C., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1987), Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 304, Série II, 929-934 p.
- BALANYÁ J.C., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1991), Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta*, 9, 30-33.
- BARROIS Ch., y OFFRET A., (1989), Mémoire sur la constitution géologique du sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejada à la Sierra Nevada. *Mém. Ac. Sc. Inst. Nat. France*, 30, 79-169.
- BERMAN R.G., (1988), Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Jour. Petrol.*, 29, part 2, 445-522.

Bibliografía

- BICKER R.E., (1966), Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora. South-Eastern Spain. Thesis Univ. Amsterdam., 124 p.
- BLUMENTHAL M., (1927), Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.*, 20, 487-592.
- BOHLEN S.R., y LINDSLEY D.H., (1987), Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*. 15,397-420.
- BOHLEN S.R., y LIOTTA J.J., (1986), A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Jour. Petrol.*, 27, 1025-1034.
- BOHLEN S.R., WALL V.J., y BOETTCHER A.L., (1983), Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Amer. Miner.*, 68, 1049-1058.
- BOULIN J.I., (1964), Problemes structuraux dans le Domaine Alpujárride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada. *Geol. Mijnbouw.*, 43, 277-281.
- BOUYBAOUÈNE M.L., (1993), Etude pétrologique des métapelites des Sébides supérieures, Rif interne, Maroc: une évolution métamorphique de haute pression. Tesis Univ. Rabat, 150 p.
- BRAGA J.C., y MARTIN J.M., (1986 a), Distribución de las algas Dasycladaceas en el Trias alpujárride. *Cuad. Geol. Iber.*, 11.
- BRAGA J.C., y MARTIN J.M., (1986 b), Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trias superior Alpujárride. *Cuad. Geol. Iber.*, 11.
- BRIEND M., MONTENAT CH., y OTT D'ESTEVOU PH., (1990), Le basin de Huerca-Overa. In: Montenat C. (Ed), Les bassins neogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Documents et travaux, IGAL Paris 12 et 13. 239-259.
- BROWN E.H., (1977), The crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Jour. Petrol.*, 18, 53-72.
- BROWN T.H., BERMAN R.G., y PERKINS E.H., (1988), GEO-CALC: Software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computer and Geosciences*, 14, 279-289.
- BROWN W.H., FYFE W.S., y TURNER F.J., (1962), Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of aragonite-calcite transformation. *Jour. Petrol.*, 3, 566-585.
- BUNTFUSS J., (1970), Die Geologie der küstenketten zur dem Río Verde und dem Campo de Gibraltar. *Geol. Jahrb.*, 88, 373-420.
- BURHNAM C.W., (1959), Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 879-920.
- BURKHARD M., y KERRICH R., (1988), Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 416-429.

- BURT D.M., (1988), Vector representation of phyllosilicate compositions. In *Hydrous Phyllosilicates*, S.W. Bailey ed., *Reviews in Mineralogy*, 19, 561-600.
- 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.
- CARLSON W.D., (1980), The calcite-aragonite equilibrium: effects of Sr substitution and anion orientational disorder. *Amer. Miner.*, 65, 1252-1262.
- CARLSON W.D., (1983), The polymorphs of CaCO₃ and the aragonite calcite transformation. In: R.J. Reeder (ed) *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*, *Reviews in Mineralogy*, 11, 191-225. *Miner. Soc. Amer.*
- CARLSON W.D. Y ROSENFELD J.L., (1981); Optical determination of topotactic aragonite-calcite growth kinetics: metamorphic implications. *Jour. Geol.*, 89, 615-638.
- CERNY P., (1970), Compositional variation in cookeite. *Can. Min.*, vol 10, part 4, 636-647.
- COPPONEX J.P., (1958), Observations géologiques sur les Alpujárrides occidentales (Cordillères Bétiques, Espagne). *Bol. Geol. Min.*, 70, 79-203.
- CRAWFORD M.L., (1966), Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 13, 269-294.
- CRESPO-BLANC A., GARCÍA-DUEÑAS V. y OROZCO M., (1994 a), Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que reste-t-il de la structure en nappes du complexe Alpujárride?, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, 971-977.
- CRESPO-BLANC A., OROZCO M. y GARCÍA-DUEÑAS V., (1994 b), Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain, Late folding of normal fault systems, *Tectonics*. 13, 78-88.
- CUEVAS J., (1990), Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra.). Tesis Doctoral. *Bol. Geol. Min. Pub. Esp.*, 129 p.
- CUEVAS J., ALDAYA, F., NAVARRO-VILÁ F., y TUBÍA J.M., (1986), Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujárrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 1177-1180.
- CUEVAS J., NAVARRO-VILÁ F., y TUBÍA J.M., (1989), Interprétation des cisaillements ductiles vers le NE dans les gneiss de Torrox (Complexe Alpujárride, Cordillères Bétiques). *Geodin. Acta (Paris)*., 3, 1,107-109.
- CUEVAS J., y TUBÍA J.M., (1990), Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras Spain). *J. Struct. Geol.*, 12, 823-833.
- CHALOUAN A., (1986), Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), Un terrain varisque dans la chaîne alpine. Tesis Univ. Estrasburgo, 317 p.

- CHALOUAN A., y MICHARD A., (1990), The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the alpine belt. *Tectonics*, 9, 1565-1583.
- CHIPERA S.J., y PERKINS D., (1988), Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English River subprovince, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 40-48.
- CHOPIN C., HENRY C., y MICHARD A., (1991), Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira Massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 3, 263-292.
- CHOPIN C., y SCHREYER W., (1983), Magnesio-carpholite and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Jour. Sci.*, 283-A, 72-96.
- CHOPIN C., SEIDEL E., THEYE T., FERRAIS G., IVALDI G., y CATTI M., (1992), Magnesiochloritoid and the Fe-Mg series in the chloritoid group. *Eur. J. Mineral.*, 4, 67-76.
- DANDURAND J.L., GOUT R., y SCHOTT J., (1982), Experiments on phase transformation and chemical reactions of mechanically activated minerals by grinding: petrogenetic implications. *Tectonophysics.*, 83, 365-386.
- DE BETHUNE P., LADURON D., y BOCQUET J., (1975), Diffusion processes in resorbed garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 197-204.
- DEER W.A., HOWIE R.A., y ZUSSMAN J. (1982), Rock forming minerals, volume 1A, Orthosilicates. Ed. Longman, London, 2 Ed.
- DE JONG K., (1991), Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam. 204 p.
- DE JONG K., (1992), Comment on: the structural configuration of the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain by H.Bakker: *Geol. Mijnbouw.*, 71, 81-83.
- DELGADO F., (1971), Observaciones sobre las unidades alpujárrides en la Sierra de Baza. *Cuad. Geol.*, Univ. Granada, 2, 41-48.
- DELGADO F., (1978), Los Alpujárrides en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas). Tesis, Univ. Granada, 483 p.
- DELGADO F., ESTEVEZ A., MARTIN J. M., y MARTIN-ALGARRA A., (1981), Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética). *Est. Geol.*, 37, 45-57.
- DELGADO F., GÓMEZ J.A., y MARTÍN L., (1980), Baza (994), Mapa Geol. España (1:50000) I.G.M.E.
- DE ROEVER W.P., (1951), Ferrocapholite, the hitherto unknown ferrous iron analogue of carpholite proper. *Am. Mineral.*, 36, 736-745.
- DESHPANDE M.L., (1978), Lithium resources in India. *Indian Minerals*, 32, 41-47.

- DE VRIES W.C.P., y ZWAAN K.B., (1967), Alpujárride succession in the central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 70, 443-453.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W., y KNOTT S.D., (1989), Kinematics of the Western Mediterranean. En Coward M.P., Dietrich D. y Park R.G. (Eds.), *Alpine tectonics*. Geol. Soc. London, Special Publication 45, 265-283.
- DICKEY J. S., LUNDEEN M. T., y OBATA M., (1979), Geologic map of the ultramafic complex, southern Spain. *Geol. Soc. Am.*, Map and Chart Series, MC-29, 1-4.
- DIDON J., DURAND-DELGA M., y KORNPROBST J., (1973), Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 77-105.
- DOWTY E. (1972), Site distribution of ion in staurolite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 15, 72-74.
- DROOP G.T.R., (1987), A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Min. Mag.*, 51, 431-435.
- DURAND-DELGA M., (1980), La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Soc. Géol. Fr., Mém. h. sér.*, 10, 203-224.
- DURAND-DELGÁ M., FEINBERG H., MAGNÉ J., OLIVIER P. y ANGLADA R., (1993), Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et de la Méditerranée d'Alboran. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 317, 679-687.
- DURAND-DELGA M., y FOUCAULT A., (1967), La Dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 9, 723-728.
- DURNEY D.W., (1972), Deformation history of the Western Helvetic Nappes, Valais, Switzerland. Thesis, London University, England.
- DURNEY D.W., (1974), Relations entre les températures d'homogénéisation d'inclusions fluides et les minéraux métamorphiques dans les nappes Helvétiques du Valais., *Bull. Soc. Géol. France.*, 16, 269-272.
- DÜRR S., (1967), Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien). *Geologica Rom.*, 6, 1- 73.
- DUTROW B.L., HOLDAWAY M.J., y HINTON R.W., (1986), Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94,469-506.
- DYAR M.D., PERRY C.L., REBBERT C.R., DUTROW B.L., HOLDAWAY, M.J., y LANG H.M., (1991), Mössbauer spectroscopy of synthetic and naturally occurring staurolite. *Amer. Miner.*, 76, 27-41.
- EGELER C.G., (1964), On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau.*, 53, 260-269.

Bibliografía

- EGELER C.G., (1974), On the evolution of the structure and metamorphism during the Alpine orogeny in the eastern and central Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Mijnbouw* 53, 273-277.
- EGELER C.G., RONDEEL H.E., Y SIMON O.J., (1971), Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain. *Estudios Geol.*, 27, 467-473.
- EGELER C.G. y SIMON O.J. (1969), Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappes structures. *Geol. Mijnbouw.*, 48, 296-305.
- ELORZA J.J., (1979), Las Unidades Alpujárrides en la transversal de Sierra Tejada (SW de Sierra Nevada). Tesis Univ. País Vasco, 364 p.
- ELORZA J. J., (1982), Peculiaridades y disposición de la Unidad de Benamocarra en la transversal de Sierra Tejada (zona bética). Su atribución al complejo Alpujárride. *Bol. Geol. Min. España*, 93, 379-389.
- ELORZA J.J., y GARCÍA-DUEÑAS V., (1981), Hoja y memoria explicativa de la Hoja nº 1054 (Vélez-Málaga) del Mapa Geológico de España, escala 1:50000 (serie Magna). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ELORZA J. J., GARCÍA-DUEÑAS V., MATAS J. y MARTIN L., (1979), Zafarraya (1040). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie), I.G.M.E.
- ELLIS D.J., y GREEN D.H., (1979), An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- ESTEVEZ A., DELGADO F., SANZ DE GALDEANO C., y MARTIN ALGARRA A., (1985), Los Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterranea Ser. Geol.*, 4, 5-32.
- ETHERIDGE M.A., WALL V.J., y VERNON R.H., (1983): The role of fluid phase during regional deformation and metamorphism. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 1, 205-226.
- EVANS B.W., (1990), Phase Relations of Epidote-Blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- EVANS B.W., y GUIDOTTI C.V., (1966), The silimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 25-62.
- EWERT K. y NAVARRO-VILA F., (1979), La correlación estratigráfica entre los Mantos de Lújar y del Zujerio definidos al S y al N de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, 90, 115-123.
- FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ E., CAMPOS J., GONZÁLEZ-LODEIRO F., (1992), Estructuras extensionales en los materiales Alpujárrides al E de Málaga (Sierra tejeda, Cordilleras Béticas). *Geogaceta.*, 12, 13-16.
- FERNEX F., (1968), Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Águilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale). Thèse Paris, 983 p.
- FERRARIS G., IVALDI G., y GOFFE B., (1992), Structural study of a magnesian ferrocapholite: Are carpholites monoclinic?. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 337-347.

- FERRY, J.M., (1983), Regional metamorphism of the Vassalboro formation south central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *J. Geol. Soc. London*, 140, 551-576.
- FERRY, J.M., (1986), Infiltration of aqueous fluid and high fluid: rock ratios during greenschist facies metamorphism: a reply. *Jour. Petrol.*, 27, 3, 695-714.
- FERRY, J.M., y SPEAR F.S., (1978), Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FISHER G.W., (1978), Rate laws in metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 1035-1040.
- FISCHER W., GIBERGY P., y GLASTRE P., (1989), Découverte de cookéite [(LiAl₄(AlSi₃)O₁₀(OH)₈)] dans un filon à carbonates et sulfures du Dôme de la Mure (Isère, France). *Géologie Alpine*, Grenoble, 65, 39-44.
- FLEHMIG P.D., y MENSCHER, G., (1972), Über die Lithiumgehalte und das Auftreten von cookéit (lithiumchlorit) in permischen Sandsteinen von Nordhessen, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 211-223.
- FLETCHER, C.J.N. y GREENWOOD, H.J. (1979), Metamorphism and structure of Penfold Creek Area, near Quesnel Lake, British Columbia. *Jour. Petrol.*, 20, 743-794.
- FLORENCE F.T., y SPEAR F.S., (1991), Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 487-500.
- FOSTER M.D., (1962), Interpretation of the composition and a classification of chlorites. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, 41-A, 1-33.
- FOURNIER M., JOLIVET L., GOFFÉ B., y DUBOIS R., (1991), Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, 1173-1186.
- FRANSOLET A-M., y BOURGUIGNON P., (1978), Di/trioctahedral chlorite in quartz veins from the Ardennes, Belgium. *Can. Mineral.*, 16, 365-373.
- FRANSOLET A-M., y SCHREYER W., (1984), Sudoite, di/trioctahedral chlorite: a stable low-temperature phase in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 409-417.
- GALINDO ZALDIVAR J., (1990), Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada (Pub. Esp. Univ.) 249 p.
- 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.
- GALINDO ZALDIVAR J., GONZÁLEZ-LODEIRO F., y JABALOY A., (1991), Geometry and Kinematics of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact. *Geogaceta* 10, 130-134.
- GALLEGOS J. A., (1971), Los Alpujárrides al NW de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Nota preliminar. *Cuad. Geol.*, 2, 3-14.

- GALLEGOS J. A., (1975), Los Alpujárrides al W. de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, 111, 494 p.
- GANGULY, J., y SAXENA, S.K., (1985), Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Amer. Miner.*, 69, 88-97.
- GARCÍA-CASCO A., (1993), Evolución Metamórfica del Complejo Gneísico de Torrox y series adyacentes (Alpujárrides Centrales). Tesis. Univ. Granada., 456 p.
- GARCÍA-DUEÑAS V., y BALANYÁ, J.C., (1986), Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2/3, 23.
- GARCÍA-DUEÑAS V. y BALANYÁ J.C., (1991), Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9, 29-33.
- GARCÍA-DUEÑAS V., BALANYÁ J.C., CAMPOS J., MARTÍNEZ MARTÍNEZ J.M., y SIMANCAS J.F., (1988), Le Domaine d'Alborán: une pile amincie de nappes alpines. XII Réunion des Sciences de la Terre, Lille.
- GARCÍA-DUEÑAS V., BALANYÁ J.C., y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M.,(1992), Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin and their tectonic implications. *Geo-marine Letters*, 12, 88-95.
- GARCÍA-DUEÑAS V., ESTERAS M., SANDOVAL N. Y BAHMED A., (1990), Mapa tectónico del Arco de Gibraltar, Escala 1:500.000. S.E.C.E.G.
- GARCÍA-DUEÑAS V., y GONZÁLEZ-DONOSO J.M., (1971), Granada (1009). Mapa Geol. España 1:50.000 (1a. serie), I.G.M.E., 1-X.
- GARCÍA-DUEÑAS V., y MARTÍNEZ MARTÍNEZ J.M., (1988), Despegues extensionales en el Dominio de Alborán. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 23.
- GARCÍA-DUEÑAS V., MARTÍNEZ MARTÍNEZ J.M., y NAVARRO-VILA F., (1986), La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides (Sierra Alhama, Báticas orientales). *Geogaceta*, 1, 17-19.
- GARCÍA-DUEÑAS V., y NAVARRO-VILA F., (1976), Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France.*, 18, 641-648.
- GARCÍA-DUEÑAS V., y NAVARRO-VILA F., (1980), La Peza (1010). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie), I.G.M.E.
- GERVILLA F., TORRES-RUIZ J., MARTIN J.M., y FENOLL HACH-ALÍ P., (1985), Los depósitos de F (Pb-Zn) del coto minero de Turon (Granada). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 8, 219-228.
- GHENT E.D., (1976), Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: A potential geobarometer. *Amer. Miner.*, 61, 710-714.

- GHENT E.D., ROBBINS D.B., y STOUT M.Z. (1979), Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Amer. Miner.*, 64, 874-885.
- GHENT E.D., STOUT M.Z., BLACK P.M., y BROTHERS R.N., (1987), Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 5, 239-254.
- GHOSE S., GUPTA P.K.S., BOGGS R.C., y SCHLEMPER E.O., (1989), Crystal chemistry of a nonstoichiometric carpholite, $K_x(Mn_{2-x}Li_x)Al_4Si_4O_{12}(OH)_4F_4$: a chain silicate related to pyroxenes. *Amer. Miner.*, 74, 1084-1090.
- GIBBS A. D., (1984), Structural evolution of extensional basin margins. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 141, 609-620.
- GILLET P., y GOFFÉ B., (1988), On the significance of aragonite occurrence in the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 70-81.
- GLASSLEY W.E., WHETTEN J.T., COWAN D., VANCE J.A., (1976), Significance of coexisting lawsonite, prehnite and aragonite in the San Juan Islands, Washington. *Geology.*, 4, 301-302.
- GOFFÉ B. (1977), Présence de cookéite dans les bauxites métamorphiques du Dogger de la Vanoise (Savoie). *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 100, 254-257.
- GOFFÉ B. (1980), Magnésiocarpholite, cookéite et euclase dans les niveaux continentaux métamorphiques de la zone Briançonnaise. Données métamorphiques et nouvelles occurrences. *Bull. Soc. Franç. Minér. Cristall.*, 103, 297-302.
- GOFFÉ B. (1982), Définition du faciès Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Doct. Sci. Paris, 2 vol., 82 fig., 212 p.
- GOFFÉ B. (1984), Le faciès à carpholite-chloritoïde dans la couverture briançonnaise des Alpes Ligures: un témoin de l'histoire tectono-métamorphique régionale. *Mém. Soc. Géol. It.* 28, 461-479.
- GOFFÉ B., AZAÑÓN J.M., BOUYBAOUÉNE M.L. y JULLIEN M. (1996), Metamorphic cookeite in alpine metapelites from the Rif and Betic chains (Northern Morocco, Southern Spain). *Eur. J. Mineral*, 8, 335-348.
- GOFFÉ B., BARONNET A., y MORIN G., (1991), Saliotite, a new HP-LT metamorphic phyllosilicate mineral: ordered 1:1 cookeite/paragonite mixed layer. *Terra abs*, 1, 3, 91.
- GOFFÉ B., y CHOPIN C., (1986), High-pressure metamorphism in Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 41-52.
- GOFFÉ B., GOFFE-URBANO G., y SALIOT P., (1973), Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. *C. R. Acad. Sci., série D*, 277, 1965-1968.
- GOFFÉ B., MICHARD A., KIENAST J.R. y LE MER O. (1988), A case of obduction related high pressure, low temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman; P-T paths and kinematic interpretation. In: Boudier F. & Nicolas A. Eds., *The ophiolites of Oman. Tectonophysics*, 151, 363-386.

- GOFFÉ B., MICHARD A., GARCÍA-DUEÑAS V. y GONZÁLEZ-LODEIRO F., (1988), Metamorphisme Haute pression-Basse Temperature dans les nappes alpujarrides (Espagne); consequences tectoniques. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, 20 p.
- GOFFÉ B., MICHARD A., GARCÍA-DUEÑAS V., GONZÁLEZ-LODEIRO F., MONIÉ P., CAMPOS J., GALINDO J., JABALOY A., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M., y SIMANCAS J.F., (1989), First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *European J. Mineral.*, 1, 139-142.
- GOFFÉ B., MURPHY W.M. y LAGACHE M. (1987), Experimental transport of Si, Al and Mg in hydrothermal solutions: an application to vein mineralization during high-temperature, low pressure metamorphism in French Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 438-450.
- GOFFÉ B., y OBERHÄNSLI R., (1992), Ferro- and magnesiocorphyolite in the "Bündnerschiefer" of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). *Eur. J. Mineral.*, 4, 835-838.
- GOFFÉ B., y SALLIOT P., (1977), Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall.*, 100, 302-309.
- GOFFÉ B., y VELDE B., (1984), Contrasted metamorphic evolutions in the thrust cover units of Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 68, 351-360.
- GOFFÉ B., y VIDAL O., (1992), Evidence for the controlling effect of the high-pressure metamorphic PTt path on the mass transfer of major elements. In "Water-Rock Interaction", Kharaka & Maest (eds), Balkema, Rotterdam.
- GÓMEZ-PUGNAIRE M.T., (1979), Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Univ. Granada.
- GÓMEZ-PUGNAIRE M.T., y FERNANDEZ-SOLER J.M., (1987), High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 231,244.
- GRANT J.A., y WEIBLEN P.W., (1971), Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *Amer. Jour. Sci.*, 270, 281-296.
- GRAPPIN C., (1977), Contribution à l'étude géochimique du brome en milieu évaporitique par activation neutronique. Thèse 3ème cycle, Orleans, 1-132.
- GREEN T.H., y HELLMAN P.L., (1982), Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos.* 15, 253-266.
- GRIFFEN D.T., (1981), Synthetic Fe/Zn staurolites and the ionic radius of $ivZn^{2+}$. *Amer. Mineral.*, 66, 932-937.
- GRIFFEN D.T., GOSNEY T.C., y PHILLIPS W.R., (1982), The chemical formula of natural staurolite. *Amer. Miner.*, 67, 292-297.

- GRIFFEN D.T., y RIBBE P.H., (1973), The crystal chemistry of staurolite. *Amer. Jour. Sci.* 273-A, 479-495.
- GUIDOTTI C.V., (1970), The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper silimanite zone in the Oquossoc Area, Maine. *Jour. Petrol.*, 11, 277-336.
- GUIDOTTI C.V., (1974), Transition from staurolite to silimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 475-490.
- GUIDOTTI C.V. y SASSI F.P. (1976), Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 127, 97-142.
- GUIRAUD M., HOLLAND T.J.B., y POWELL R., (1990), Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Methods, results and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 58-98.
- HARTE B., y HENLEY K.J., (1966), Occurrence of compositionally zoned almandinic garnet in regionally metamorphosed rocks. *Nature.*, 210, 689.
- HECKROODT R.O., y ROERING C., (1965), A high-aluminous chlorite-swelling chlorite regular mixed-layer clay mineral. *Clay Minerals*, 6, 83-89.
- HEINRICH E.W., (1975), Economic geology and mineralogy of petalite and spodumene pegmatites. *Indian J. Earth Sci.*, 2, 18-29.
- HELGESON H.C., DELANNY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K., (1978), Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. Jour. Sci.*, 278-A, 229.
- HELGESON H.C., KIRKHAM D.H. y FLOWERS G.C., (1981), Theoretical prediction of the thermodynamic behaviour of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative molal properties to 600°C and 5 Kb. *Am. Jour. Sci.*, 281, 1249-1516.
- HERMES J.J., (1978), The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 4, 187-190.
- HERZBERG C.T., y CHAPMAN N.A., (1976), Clinopyroxene geothermometry of spinel-Iherzolites. *Amer. Miner.*, 61, 626-637.
- HEY M.H. (1954), A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, 30, 277.
- HEWITT D.A., y WONES D.R., (1975), Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctahedral biotites. *Amer. Miner.*, 60, 854-862.
- HODGES K.V., y ROYDEN L., (1984), Geological thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: An indication of the uplift trajectory of a portion of the Northern Scandinavian Caledonides. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 7077-7090.
- HODGES K. V., y SPEAR F.S., (1982), Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Miner.*, 67, 1118-1134.

Bibliografía

- HOEPPENER R., HOPPE P., DÜRR S., y MOLLAT H., (1964), Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geol. Mijnb.*, 43, 282-298.
- HOINKES G., (1986), Effect of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 393-399.
- HOLDAWAY M.J., DUTROW B.L., BORTHWICK J., SHORE P., HARMON R.S., y HILTON R.W., (1986 a), H content of staurolite as determined by H extraction line nd ion microprobe. *Amer. Miner.*, 71, 1135-1141.
- HOLDAWAY M.J., DUTROW B.L., y SHORE P., (1986 b), A model for the crystal chemistry of staurolite. *Amer. Miner.*, 71, 1142-1159.
- HOLDAWAY M.J., MUKHOPADHYAY B., DYAR M.D., DUTROW B.L., RUMBLE D.III y GRAMBLING J.A., (1991), A new perspective on staurolite crystal chemistry: Use of stoichiometric and chemical end-members for a mole fraction model. *Amer. Miner.*, 76, 1910-1919.
- HOLDAWAY M.J., y LEE S.M., (1977), Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.
- HOLLISTER L.S., (1966), Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science.*, 154, 1647-1651.
- HOLLISTER L.S., (1969), Metastable paragenetic sequence of andalusite, Kyanite and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia. *Amer. Jour. Sci.*, 267, 352-370.
- HOLLISTER L.S., y ALBEE, (1965), Electron microprobe analysis of some naturally zoned garnets from British Columbia and their interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Geol. Soc. Can. Spec. Paper.*, 87, 79, Abstract for 1965.
- HUDLESTON P.J. (1973), Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 46 p.
- HYNES A., y FOREST R.C., (1988), Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Jour. metamorphic. Geology.* 6, 297-309.
- JABALOY A., (1991), La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada. Publ. Esp.
- JABALOY A., GALINDO-ZALDÍVAR J., y GONZÁLEZ-LODEIRO F., (1993), The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, n 3-5, 555-569.
- JACQUIN J.P., (1970), Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almeria, Espagne). Tesis. Univ. Nantes, 501 p.
- JAMIESON, R.A., y O'BEIRNE-RYAN A.M., (1991), Decompression-induced growth of albite porphyroblasts, Fleur de Lys Supergroup, western Newfoundland. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 9, 433-439.

- JOHANNES W., y PUHAN D., (1982), The calcite-aragonite transition reinvestigated. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 28-38.
- JONES K.A. y BROWN M. (1990), High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites an example from southern Brittany, France. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 8, 551-578.
- JULLIEN M., (1992), La cookeite, un nouveau géobaromètre? utilisation des techniques de microscopie électronique en transmission á haute résolution et applications métamorphiques. *Mém; D.E.A. Rennes.* 24 p.
- JULLIEN M., y GOFFÉ B., (1993), Occurrences de cookeite et de pyrophyllite dans les schistes du Dauphinois (Isère, France). Conséquences sur la répartition du métamorphisme dans les zones externes alpines. *Schweitz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 357-353.
- JUNTA DE ANDALUCIA, (1985), Mapa Geológico-Minero de Andalucia. ISBN 84-398-5259-2.
- KAMPSCHUUR W., (1972), Geology of the Sierra de Carascoy (S.E.Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation-GUA *Pap. Geol.*, 1 (4), 1-114.
- KAMPSCHUUR W., y RONDEEL H.E., (1975), The origin of the Betic orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*, 27, 39-56.
- KIENAST J.R., y RANGIN C., (1982), Mesozoic blueschists and melanges of cedros Island (Baja California, México): a consequence of nappe emplacement or subduction? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 119-138.
- KINSMANN D.J.J., y HOLLAND H.D., (1969), The coprecipitation of cations with CaCO₃-IV. The coprecipitation of Sr²⁺ with aragonite between 16 and 960 C. *Geochim. Cosmochim.*, 33, 1-17.
- KISCH H.J., (1987), Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In "Low Temperature Metamorphism" (ed. Frey, M.). 277-300. Blackie & Sons. Glasgow.
- KISCH H.J., (1991), Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 9, 665-670.
- KORNPROBST J., (1971), Contribution a l'étude petrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Tesis Univ. Paris*, 376 p.
- KORZHINSKII D.S. (1951), The thermodynamic of open systems and the phase rule. *Geochim. Acta.*, 31, 1177-1180.
- KOZIOL A.M., y NEWTON R.C., (1988), Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Amer. Miner.*, 73, 216-223.
- KOZUR H., KAMPSCHUUR W., MULDER-BLANKEN C.W.H., y SIMON O.J., (1974), Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (Southern Spain). *Scr.Geol.*, 23, 1-56.
- KOZUR H., y SIMON O.J., (1972), Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain). *Rev.Esp.Micr.*, núm. extra 30 aniv. ADARO: 143-148.

Bibliografía

- KRAMM U., (1980), Sudoite in low-grade metamorphic manganese rich assemblages. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 138, 1-13.
- KROGH E.J., y RAHEIM A., (1978), Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 75-80.
- KUBLER B., (1968), Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre. Resch. Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- LANG H.M., y RICE J.M., (1985a), Regression modelling of metamorphic reactions in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. *Jour. Petrol.*, 26, 857-887.
- LANG H.M., Y RICE J.M., (1985b), Geothermometry, geobarometry and T-X(Fe-Mg) relations in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. *Jour. Petrol.*, 26, 889-924.
- LINTHOUT K., y WESTRA L., (1968), Compositional zoning in almandine-rich garnets and its relation to the metamorphic history of their host rocks: an electron-microprobe study on garnets in (quartz-) pelitic metamorphites of the deeper tectonic units of the Betic Cordillera (SE Spain). *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, 71, 297,312.
- LONDON D., y BURT D.M., (1982a), Lithium minerals in pegmatites. *Mac Short Course Handbook* 8, 99-133.
- LONDON D., y BURT D.M., (1982b), Lithium aluminosilicates occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicates phase diagram. *Amer. Miner.*, 67, 483-493.
- LOOMIS T.P., (1972a), Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2449-2474.
- LOOMIS T.P., (1972b), Diapiric emplacement of the Ronda high- temperature ultramafic intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2475-2496.
- LOOMIS T.P., (1975), Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics East of the Strait of Gibraltar. *Amer. Jour. Sci.*, 275, 30.
- LOOMIS T.P., (1977), Kinematics of a garnet Granulite Reaction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 1-22.
- LOOMIS T.P., (1979), A natural example of metastable reactions involving garnet and sillimanite. *Jour. Petrol.*, 20, 271-292.
- LOUGHNAN F.C., y STEGGLES K.R., (1976), Cookeite and diasporé in the Back Creek pyrophyllite deposit near Pambula, Newsouth-Wales. *Min. Mag.*, 40, 765-772.
- LUNDEEN M.T., (1978), Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 172-180.
- MARTIN J.M., (1978), Evolución, diagenética de un sector de los materiales carbonatados de la Unidad Víboras (Mantos Alpujárrides, NW Sierra Nevada). *Bol. Geol. Min.*, 89, 303-319.
- MARTIN J.M., (1980 a) Las dolomías de las Cordilleras Béticas. Tesis. Univ. Granada, 201 p.

- MARTIN J.M., (1980 b) Dolomías Alpujarrides. Rev. Inst. Invest. Geol. Dip. Prov., Barcelona, 34, 125-134.
- MARTIN J., y BRAGA J.C., (1987), Alpujarride carbonate deposits (Southern Spain)- Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 59, 243-260.
- MARTIN J.M., y TORRES-RUIZ J., (1985), Stratigraphic, sedimentological and petrological controls on the stratiform and or stratabound F Pb Zn Ba deposits of the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain). In: Abstracts 6th Eur. Reg. Meet. Sedimentol. I.A.S., Mérida, 277-280.
- MARTIN J.M., TORRES-RUIZ J., y FONTBOTÉ L., (1987), Facies control of stratabound ore deposits in carbonate rocks: the F-(Pb-Zn) deposits in the Alpine Triassic of the Alpujarrides, Southern Spain. Miner. Deposita.
- MARTIN J.M., TORRES-RUIZ J., VELILLA N., y FENOLL HACH-ALÍ P., (1984), Paleokarstic occurrences of lead-(zinc)-fluorite deposits in shallowing upward sequences in the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain). In: A. Wauschkuhn, C. Kluth and R.A. Zimmermann (Editors). Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits. Springer, Berlin., 439-447.
- MARTÍNEZ MARTÍNEZ J.M., (1986), Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Cuad. Geol., 13, 1-194.
- MARUYAMA S., CHO M., y LIOU J.G., (1986), Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles. A new geobarometer. In: Blueschists and Eclogites (B.W.Evans and E.H. Brown, Eds). The Geological Society of America, Mem. 164, 1-6.
- MASSONNE H. J., y SCHREYER W., (1987), Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contrib. Mineral. Petrol. 96, 212-224.
- MASSONNE H.J., y SCHREYER W., (1989), Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two phengite barometers. Eur. J. Mineral. 1, 391-410.
- MAYORAL E., CRESPO-BLANC A., DIAZ M.G., BENOT C., y OROZCO M. (1994), Rifting miocene du Domaine D'Alboran: Datations de sédiments discordants sur les unités Alpujarrides en extension (Sud de la Sierra Nevada, Chaîne Bétique). C. R. Acad. Sci. Paris., Ser II, 319, 581-588.
- MICHARD A., BOUYBAOUENE M., CHALOUAN A., ELAZZAB D., FEINBERG H., GOFFE B., SADDIQUI O., (1993), High-pressure, low-temperature metamorphic rocks and mantle peridotites in the Rif Belt, Morocco: Which role for the late orogenic extension ?. Doc. B.R.G.M. Fr., n° 219, 144-145.
- MICHARD A., CHALOUAN A., MONTIGNY R., y OUAZZANI-TOUHAMI M., (1983), Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. C. R. Acad. Sci., 296, 1337-1340.
- MISER H.D., y MILTON C., (1964), Quartz rectorite and cookeite from the Jeffrey Quarry, near North Little Rock, Pulaski County, Arkansas. Arkansas Geol. Comm. Bull, 21, 29

- MIYAKE A., (1985), Zn-rich staurolite from the Uvete area, central Kenya. *Min. Mag.*, 49, 573-578.
- MIYASHIRO A., y SHIDO F., (1973), Progressive compositional change of garnet in metapelite. *Lithos.*, 6, 13-20.
- MOECHER D.P., ESSENE E.J., y ANOVITZ L.M., (1988), Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 92-106.
- MOLLAT H., (1968), Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung. *Geol. Jb.*, 86, 471-532.
- MONIÉ P., GALINDO-ZALDIVAR J., GONZÁLEZ-LODEIRO F., GOFFÉ B., y JABALOY A., (1991a), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Jour. Geol. Soc. London*, 148, 288-297.
- MONIÉ P., TORRES-ROLDÁN R.L., GARCÍA-CASCO, A., y GOFFÉ B., (1991b), High rates of cooling in the Western Alpujarrides, Betic Cordilleras, Southern Spain: A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, Supplement 6, Abstract 17.
- MONIÉ P., TORRES-ROLDÁN R.L. y GARCÍA-CASCO, A. (1993), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras. In "Late Orogenic Extension in Mountain Belts". International Meeting, Montpellier, Abstract Volume. Document du B.R.G.M., 219, 146.
- MORSE J.W., (1983), The Kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. In: RJ Reeder (ed) "Carbonates: Mineralogy and Chemistry", *Reviews in Mineralogy* 11, 227-264, *Miner. Soc. Amer.*
- MOTTANA A., y SCHREYER W., (1977), Carpholite crystal chemistry and preliminary experimental stability. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 129, 113-118.
- MUÑOZ M., (1991), Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los "gneisses cordieríticos con litoclastos" asociados en la Unidad de Guadaiza (Alpujarrides occidentales, Béticas), *Geogaceta*, 9, 10-13.
- NAUMOVA I.S., POBEDIMSKAYA E.A., y BELOV N.V., (1975), Crystal structure of carpholite $\text{MnAl}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)(\text{OH})_4$. *Soviet Physic. Crystall.*, 19, 718-721.
- NAVARRO-VILA F., (1976), Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N. de Sierra Nevada. Tesis Univ. Bilbao, 288 p.
- NAVARRO-VILA F., y TUBÍA J.M., (1983), Essai d'une nouvelle differentiation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Série II*, 111-114.
- NEWTON R.C., GOLDSMITH J.R., SMITH J.V., (1969), Aragonite crystallization from strained calcite at reduced pressures and its bearing on aragonite in low-grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, 335-348.

- NEWTON, R.C. y HASELTON, H.T. (1981), Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: R.C. Newton, A. Navrotsky, and B.J. Wood (Eds) "Thermodynamics of Minerals and Melts". Advances in Physical Geochemistry, 1, 129-145. Springer-Verlag, New-York.
- NIETO F., y SÁNCHEZ-NAVAS A., (1994), A comparative XRD and TEM study of the physical meaning of the white mica "crystallinity" index. Eur. J. Mineral, 6, 611-621.
- NIJHUIS H.J., (1964), Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrín, SE Spain. Tesis Univ. Amsterdam, 151 p.
- NORRIS R.J., y HENLEY R.W., (1976), Dewatering of a metamorphic pile. Geology, 4, 333-336.
- OKRUSCH M., (1981), Chloritoid-führende Paragenesen in Hochdruckgesteinen von Samos. Fortschr. Mineral., 59, Bh, 1, 145-146.
- OKRUSCH M., RICHTER P., KATSIKATSOS G., (1984), High-pressure rocks of Samos, Greece. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 1037-1053.
- OROZCO M., (1972), Los Alpujárrides en Sierra de Gádor Occidental. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, 399 p.
- OUAZZANI-TOUHAMI M., (1986), Structures et recristallisations associées dans les zones de cisaillement: Nappes de Mascate (Omán) et nappes de Federico s.l. (Rif Interne, Maroc). Tesis 3eme Cicle Univ. Estrasburgo. 170 p.
- PARIA P., BHATTACHARYA A., y SEN S.K., (1988), The reaction garnet+clinopyroxene+quartz= 2 orthopyroxene-anorthite: A potential geobarometer for granulites. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 126-133.
- PEACOR D.R., ROUSE R.C., y BAILEY S.W., (1988), Crystal structure of franklinfurnaceite: A di-trioctahedral zincsilicate intermediate between chlorite and mica. Amer. Miner., 73, 876-887.
- PERCHUK L.L., (1977), Thermodynamic control of metamorphic processes. In "Energetics of geological processes" (Saxena, S.K. y Bhattacharji, S., eds.), Ed. Springer-Verlag, 285-352).
- PERCHUK, L.L. (1989), P-T fluid regimes metamorphism and related magmatism with specific reference to granulite-facies Sharyzhalgay complex of Lake Baikal. In "Evolution of metamorphic belts" (Daly, J.S., Cliff, R.A. y Yardley, B.W.D., eds.), Spec. Publ. Geol. Lond. 43, 275-291.
- PERCHUCK L.L., PODLESSKII K.K. y ARANOVICH L. Ya, (1981), Calculation of thermodynamic properties of end-member in minerals from natural paragenesis. In: R.C. Newton, A. Navrotsky, and B.J. Wood (Eds) "Thermodynamics of Minerals and Melts". Advances in Physical Geochemistry, 1, 111-130. Springer-Verlag, New-York.
- PERCHUCK, L.L., y LARENT,EVA, I.V., (1983), Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena (Ed) "Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions". Advances in Physical Geochemistry, 3, 199-239. Springer-Verlag, New-York.
- PERKINS III D., (1979), Application of new thermodynamic data to mineral equilibria, Ph.D. thesis, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, 214 p.(Extraído de Contrib. Mineral. Petrol., 83, 61, 1983).

- PLATT J.P., (1982), Emplacement of a fold-nappe, Betic Cordilleras, S. Spain, *Geology*, 10, 97-102.
- PLATT J.P., VAN DEN EECKHOUT B., JANZEN E., KONERT G., SIMON O.J., y WEIJERMARS R., (1983), The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 519-538.
- POLVÉ M., (1983), Les isotopes de Nd et du Sr dans les Iherzolites orogeniques: contribution á la detetermination de la structure e de la dynamique du manteau supérieur. Tesis Univ. Paris VII.
- PORTUGAL FERREIRA M., FERREIRA J.T., PUGA E. Y DÍAZ DE FEDERICO A., (1988), Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). *Coongreso Geológico de España, Comunicaciones*, vol. 2, 55-58 p.
- POWELL R. (1985), Geothermometry and geobarometry: a discussion. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 142, 29-38.
- POWELL R., y HOLLAND T.J.B., (1988), An internally consistent data set with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., OEN I.S., VERDURMEN E.A.TH. y VERSCHURE R.H., (1979), Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 103-109.
- PUGA E., y DÍAZ DE FEDERICO A., (1976), Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). *Implicaciones geodinámicas. Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán*, Pub. Univ. de Granada (1978), 79-114.
- PUGA E., DÍAZ DE FEDERICO A., FEDIUKOVA E., BONDÍ M., y MORTEN L., (1989), Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. mitt.*, 69, 435-455.
- PUGA E., FEDIUKOVA E., MORTEN L., y DÍAZ DE FEDERICO A., (1988), Evolución mineralógica de las eclogitas y rocas afines de Sierra Nevada (Complejo Nevado-Filábride). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11, 44-45.
- PUGA E., y TORRES-ROLDAN R.L., (1989), Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain). *Estudios Geol.*, 45, 325-336.
- QUENSEL P., (1937), Minerals of the Varutrask pegmatite. VI. On the occurrence of cookeite. *Geol. Foren. Forhandl.*, 59, 262-268.
- RACY R.J., (1982), Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Miner. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- RAGNARSDOTTIR K.V. y WALTHER J.V. (1984), Thermodynamic properties of aqueous aluminum determined from corundum solubilities (abstr.). *Am. Geophys. Union. (EOS)*.

- REISBERG L., ZINDLER A., y JAGOUTZ E., (1989), Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramaphic Complex. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 96, 161-180.
- REN S.K., EGGLETON R.A., y WALSHE J.L., (1988), The formation of hydrothermal cookeite in the breccia pipes of the Ardlethan tin field, New South Wales, Australia. *Canad. Mineral.*, 26, 407-412.
- RIBBE P.H., (1982), *Staurolite*. *Miner. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*. 5, 171-188 (2nd Edition).
- ROBINSON P., (1991), The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *Amer. Miner.*, 76, 1781-1810.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ J., (1982), El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada. Pub. Univ. Granada.*, 224 p.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ J., y SANZ DE GALDEANO C., (1992), Onshore Neogene stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 123-128.
- ROEVER W.P., (1972), Application of the facies principle to rocks metamorphosed in more than one metamorphic facies, with special reference to plurifacial metamorphism in southeastern Spain. *Proc. kon. Nedderl. Akad. Wetensch.*, 75, 253-260.
- ROEVER W.P., EGELER C.G., y NIJHUIS H.J., (1961), Nota preliminar sobre la Geología de la llamada Zona Mixta tal como se desarrolla en el extremo Este de la Sierra de los Filabres (SE Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.*, 63, 223-232.
- ROEVER W.P., y NIJHUIS H.J., (1963), Plurifacial alpine matamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. a preliminary note. *Geol. Rundschau.*, 53, 324-336.
- ROLL M.A., (1987), Effects of Acadian Kyanite-zone metamorphism on relict granulite-facies assemblages, Mount Mineral Formation, Pelham dome, Massachusetts. *Contribution n° 60,202 Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts.*
- RONDEEL H.E. (1965), Geological investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain. *Thesis Amsterdam*, 161 p.
- RUBIE D.C., (1986), The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. *Min.Mag.*, 50, 399-415.
- RUMBLE D., FERRY J.M., HOERING T.C., BOUCOT A.J., (1982), Fluid flow during metamorphism at the Leaver Brook fossil locality New Hampshire. *Amer. Jour. Sci.*, 282, 886-919.
- SABOURAUD-ROSSET C., y TOURAY J.C., (1970), Sur les conditions de néoformation du quartz en terrains salifères d'après l'étude d'inclusions fluides (exemples pris en Vanoise et dans les Corbières). *Bull. Suisse. Miner. Petrog.*, 50, 91-97.
- SÁNCHEZ-GÓMEZ M., GARCÍA-DUEÑAS V., MUÑOZ M. y BALANYÁ J.C. (1995), Relación estructural entre los cuerpos peridotíticos situados al Norte y al Sur del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, 17, 135-137.

- SÁNCHEZ-VIZCAÍNO V.L., GÓMEZ PUGNAIRE M.T., y FERNÁNDEZ-SOLER J.M, (1991), Petrological features of some Alpujarride, mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 321 p.
- SANZ DE GALDEANO C., (1986), Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almirajara (Zone Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Estudios Geol.*, 42, 281-289.
- SANZ DE GALDEANO C., (1989), Estructura de las Sierras Tejeda y de Cómpeeta (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 77-84.
- SANZ DE GALDEANO C., (1990), Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 46, 123-134.
- SARTORI M. (1988), L'unité du Barrhorn (Zone Pennique, Valais, Suisse). Un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. Thesis, Univ. Lausanne, 150 p.
- SASSI F.P., y SCOLARI A., (1974), The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 143-152.
- SAXENA S.K., (1969), Silicate solid solution and geothermometry 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. *Contrib. Miner. Petrol.*, 22, 259-267.
- SCHREYER W., (1988), Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Min. Mag.*, 52, 1-26.
- SEIDEL E., (1977), Lawsonite-bearing metasediments in the phyllitequartzite series of SW-Crete (Greece). *N. Jb. Mineral. Abh.*, 130, 133-144.
- SEIDEMAN D.E., (1976), An40 Ar/39 Ar age spectrum for a cordierite-bearing rock: Isolating the effect of excess radiogenic 40Ar. *Earth. Planet. Sci. Letters.*, 33, 268-272.
- SEWARD T.M., (1974), Determination of the first ionization constant of silicic acid from quartz solubility in borate buffer solutions to 350°C. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 38, 1651-1664.
- SIMANCAS J.F., y CAMPOS J., (1988), La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. Simposio Cinturones Orogénicos, II Congr. Geol. España, 27-33.
- SIMANCAS J.F., y CAMPOS J., (1993), Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujarride (Dominio de Alborán, Orogéno Bético), *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 23-35.
- SIMON O.J., (1963), Geological investigations in the Sierra de Almagro, Southeastern Spain. Tesis Univ. Amsterdam., 164 p.
- SIMON O.J., WESTERHOF A.B., y RONDEEL H.E., (1976), A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Bétique (Espagne méridional); implications géodynamiques. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 18, 601-605, Paris.
- SMITH J.V., (1968), The crystal structure of staurolite. *Amer. Miner.*, 53, 1139-1155.

- SOTO J.I., (1991), Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada., 273 p.
- SOTO J.I., (1993), PTMAFIC: Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *Amer. Miner.*, 78, 840-844.
- SOTO J.I. y AZAÑÓN J.M., (1993), The breakdown of Zn-rich staurolite in a metabasite from the Betic Cordillera (SE Spain). *Min. Mag.* 57, 530-533.
- SOTO J.I. y AZAÑÓN J.M., (1994), Zincian staurolite in metabasites and metapelites from the Betic Cordillera (SE Spain). *N. Jb. Mineral. Abh.*, 168, 109-126.
- SOTO J.I. y MUÑOZ M. (1993), Presencia de mineralogías ricas en Zn como evidencias de actividad hidrotermal en zonas de cizalla extensionales (Complejo Nevado-Filábride, Béticas). *Geogaceta*, 13, 147-151.
- SPEAR F.S., (1982), Metamorphism of the pelitic rocks of the Snyder group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: effects of buffering partial pressures of water. *Can. Jour. Earth Sci.*, 19, 1888-1909.
- SPEAR F.S., (1988), Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 507-517.
- SPEAR F.S., (1991), On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 9, 379-388.
- SPEAR F.S., y FRANZ G., (1986), P-T evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Lithos*, 19, 219-234.
- SPEAR F.S., KOHN M.J., FLORENCE F.P., y MENARD T., (1990), A model for garnet and plagioclase growth in pelitic shists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 8, 683-696.
- SPEAR F.S., y RUMBLE D., (1986), Pressure, temperature, and structural evolution of the Orfordville Belt, West-Central New Hampshire. *Jour. Petrol.*, 27, 1071-1093.
- SPEAR, F.S., SELVERSTONE, J., HICKMOTT, D., CROWLEY P., y HODGES K.V., (1984), P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology.*, 12, 87-90.
- SPEAR F.S., y SELVERSTONE J., (1983), Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357.
- SPRY P.G., y SCOTT S.D., (1986), Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. *Can. Mineral.*, 24, 147-163.
- STONE C.G., y MILTON C., (1976), Lithium mineralization in Arkansas. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1005, 137-142.
- THEYE T. (1988), Aufsteigende Hochdruckmetamorphose in Sedimenten der Phyllit-Quarzit-Einheit Kretas und des Peloponnes. Dissertation, Technische Universität Braunschweig, 68 Fig., 224

- THEYE T., y SEIDEL E., (1991), Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese). A case study with attention to sodic minerals. *Eur. J. Mineral.*, 3, 343-366.
- THEYE T., y SEIDEL E., (1993), Uplift-related retrogression history of aragonite marbles in Western Crete (Greece), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 349-356.
- THEYE T., SEIDEL E., y VIDAL O., (1992), Petrology of carpholite bearing metapelites and related rocks from the high-pressure metamorphic phyllite-quartzite unit of Crete and the Peloponnese (Greece). *Eur. J. Mineral.*
- THOMPSON A.B., (1976 a), Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.* 276, 401-424.
- THOMPSON, A.B. (1976 b), Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.* 276, 425-454.
- THOMPSON, A.B., TRACY, R.J., LYTTLE, P.T. y THOMPSON, J.B. J.R., (1977), Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schist, Vermont. *Amer. Jour. Sci.*, 277, 1152-1167.
- THOMPSON J.B., (1957), The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, 42, 842-858.
- THOMPSON J.B., (1959), Local equilibrium in metasomatic processes, in *Researches in Geochemistry*, ed. P. H. Abelson, 428-427, New York.
- THOMPSON J.B., (1970), Geochemical reaction in open systems, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 529-551.
- TONA F., (1973), Position des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triassiques de la Sierra de Lújar (Grenade). Evolution et Géochimie. Thèse 3eme cycle, Univ. Paris VI, 166 p.
- TORRES-ROLDAN R.L., (1974), El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al S.E. de Sierra Almirajara (Sector central de las cordilleras Béticas, S. de España). *Cuadernos de Geología*, 5, 21-77.
- TORRES-ROLDAN R.L., (1979), La evolución tectonometamófica del Macizo de Los Reales (Extremo Occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el dominio cortical Alpujarride-Maláguide de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía). Tesis. Univ. Granada, 230 p.
- TORRES-ROLDAN R.L., (1981), Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain). *Est. Geol.*, 37, 115-133.
- TORRES-ROLDAN R.L., (1983), Fractionated melting of metapelite and further crystal melt equilibria. The example of the Blanca unit migmatite complex, north of Estepona (Southern Spain). *Tectonophysics*, 96, 95-123.
- TRACY R.J., (1982), Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 10, 355-397.

- TRACY R.J., ROBINSON P., y THOMPSON A.B., (1976), Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachussets. *Amer. Miner.*, 61, 762-775.
- TUBIA J.M., (1985), Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides Occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga). Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. 263 p.
- TUBÍA J.M., (1988), Estructura de los Alpujárrides occidentales: cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: características litológicas. *Bol. Geol. Min.*, 99, 3-50.
- TUBIA J.M., y CUEVAS, J., (1986), High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Bétic Cordillera, Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 8, 473-482.
- TUBIA J.M., y CUEVAS J., (1987), Structures et cinématiques liées à la mise en place des péridotites de Ronda. (Cordillères Bétiques Espagne) *Geodin.Acta.*, 1, 59-69.
- TUBIA J.M., CUEVAS J., NAVARRO-VILA, F., ALVAREZ, F., y ALDAYA, F., (1992), Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14, 193-203.
- TUBÍA J.M., y GIL-IBARGUCHI I., (1991), Eclogites of the Ojén nappe: a record of a subduction in the Alpujárrides Complex (Betic Cordilleras, southern Spain), *Jour. Geol. Soc. (London)*, 148, 801-804.
- VALLEY J.W., y O'NEIL J.R., (1981), $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ exchange between calcite and graphite: A possible thermometer in Greenville marbles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 411-419.
- VAN BEMMELEN R.W., (1927), *Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de provincie Granada*. Tesis, Delft, 176 p.
- VANCE J.A., (1968), Metamorphic aragonite in the prehnite pumpellyite facies Northwest Washinton. *Amer. Jour. Sci.*, 266, 299-315.
- VAN DEN BEUKEL, (1990), Thermal and mechanical modelling of convergent plate margins. *Geologica Ultraiectina*, 62. 126 p.
- VAN DEN BOOGAARD M., y SIMON O.J., (1973), Pseudofurnishius (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain. *Scr. Geol.*, 16, 1-23.
- VELDE B., (1967), Si+4 content of natural phengites. *Contrib. Miner. and Petrol.*, 14, 250-258.
- VIDAL O., (1991), Etude expérimentale des relations de phase des chlorites di/trioctaédriques dans les systèmes $\text{Li}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ et $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Application aux métapélites et metabauxites de haute pression-basse température. These de doctorat de L'Universite de Paris VI. 224 p.
- VIDAL O., y GOFFE B. (1991), Cookeite $\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$: Experimental study and thermodynamical analysis of its compatibility relations in the $\text{Li}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 72-81.

Bibliografía

- VIDAL O., GOFFE B., y THEYE T., (1992), Experimental study of the relative stability of sudoite and Mg-carpholite and calculations of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O up to 20 Kbar, 600°C. *Jour. Metamorphic. Geology.*, 10, 603-614.
- 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 Pap. Geol.*, 15, 1-154.
- VISWANATHAN K., (1981) The cristal structure of a Mg-rich carpholite. *Amer. Miner.*, 66, 1080-1085.
- VISWANATHAN K., y SEIDEL E., (1979), Crystal chemistry of Fe-Mg-carpholites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 41-47.
- VOET H.W., (1967), Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, south-eastern Spain. Tesis. Univ. Amsterdam., 122 p.
- VRUBLEVSKAJA Z.U., DELISTSIN I.S., ZVYAGIN B.B., y SOBOLEVA S.U., (1975), Cookeite with a perfect regular structure formed by bauxite alteration. *Amer. Miner.*, 60, 1041-1045.
- WALTHER J.V. (1986), Mineral solubilities in supercritical H₂O solutions. *Pure and Appl. Chem.*, 58, 1585-1598.
- WALTHER J.V., y ORVILLE P.M., (1982), Rates of metamorphism and volatile production and transport in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 252-257.
- WALTHER J.V., y WOOD B.J., (1984), Rate of mechanism in prograde metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 246-259.
- WEIJERMARS R., ROEP T.B., VAN DEN EECKHOUT 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 Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw.*, 64, 397-411.
- WERNER A., (1817), *Letztes Mineral System.*, 8, In J.D. Dana (1898) "A system of mineralogy". 6th ed. J. Wiley, New York.
- WESTERHOF A.B., (1975), Genesis of a magnetite ore near Marbella, Southern Spain: formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks. *G.U.A. Papers of Geology.*, 6, 216.
- WESTERHOF A.B., (1977), On the contact relations of High- temperature peridotites in the Serranía de Ronda, Southern Spain. *Tectonophysics*, 39, 579-591.
- WESTERVELD J., (1929), De bouw der Alpujarras en het tektonish verband der oostelijke betische ketens. Tesis Univ. Delft, 120 p.
- WESTRA G., (1969), Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault zone in the south eastern Sierra Cabrera, Southern Spain. Tesis Univ. Amsterdam, 166 p.
- WOOD B.J., y WALTHER J.V., (1986), Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid-rock ratios. *Advances in Physical Geochemistry*, 5, 88-108.

- WOOD B.J., y BANNO S., (1973), Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- YAJIMA J., TOURAY J.C., y LIYAMA, J., (1967), Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane. *Bull. Soc. Fr Minéral. Cristall.*, 90, 394-398.
- YARDLEY B.W.D., (1979), The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schist, Ireland. *Geol. Mag.*, 112, 183-190.
- YARDLEY B.W.D. (1986), Fluid migration and veining in the Connemara schists, Ireland. *Advances in Physical Geochemistry*, 5, 109-131. *Béticas*.
- YARDLEY B.W.D., y BALTAZIS E., (1985), Retrogression of staurolite schists and the sources of infiltrating fluids during metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 59-68.
- ZECK H.P., ALBAT F., HANSEN B.T., TORRES-ROLDAN R.L., y GARCÍA-CASCO A., (1989 a), Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain. *N. Jb. Mineral. M.*, 11, 513-520.
- ZECK H.P., ALBAT F., HANSEN B.T., TORRES-ROLDAN R.L., GARCÍA-CASCO A. y MARTIN-ALGARRA A., (1989 b), A 21 ± 2 Ma for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.
- ZECK H.P., MONIE P., VILLA I., y HANSEN B.T., (1992), Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-82.
- ZINDLER A., STAUDIGEL H., HART S.R., ENDRES R., y GOLDSTEIN S., (1983), Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature*, 304, 226-230.

Laminas de fotografías

Foto 1: Filitas Permo-Triásicas alpujárrides. Se aprecia la foliación principal dentro de la cual se observan segregaciones de cuarzo con Mg-carfolita. Obsérvese la estructura en "falsas s-c" sobreimpuesta a la foliación principal indicando sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N (derecha de la foto).

Foto 2: Detalle de la foto anterior en la que se observa una vena de cuarzo paralela a la foliación principal afectada por la estructuras s-c.

Foto 3: Segregación sinfoliar de cuarzo en la que se aprecian las estructuras fibrosas características de los pseudomorfos de carfolita. N a la derecha de la foto.

Foto 4: Muestra de mano de una vena intrafoliar en la que se reconocen fibras de carfolita parcialmente alteradas.

Foto 5: Fibras de carfolita estiradas y orientadas en el interior del cuarzo.

Foto 6: Fibras de carfolita dentro de segregaciones de cuarzo. Muestra SAL-13.

Foto 7: Detalle de la foto anterior en la que se observa la alteración de carfolita a pirofilita y clorita. Muestra SAL-13.

Foto 8: Fibras de carfolita desorientadas dentro del cuarzo. Obsérvese la alteración a agregados de mica y clorita. Muestra SAL-19.

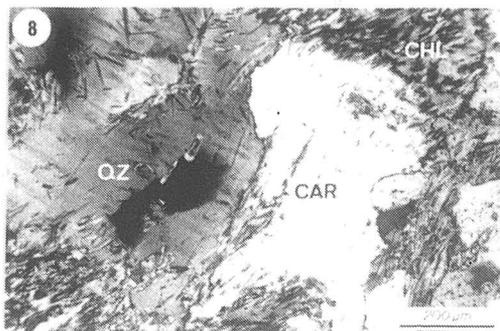
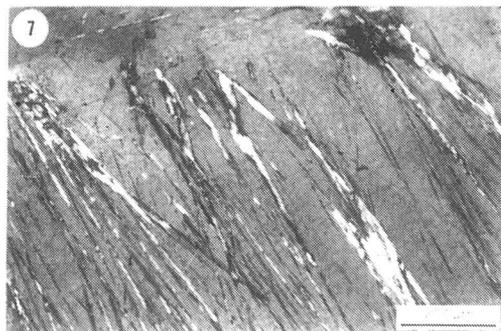
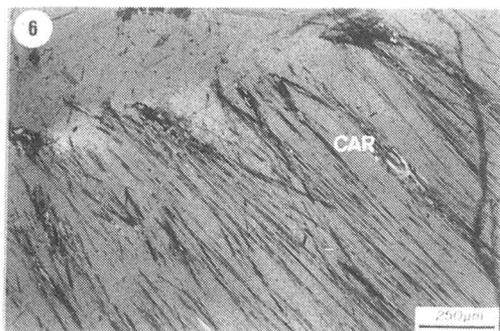
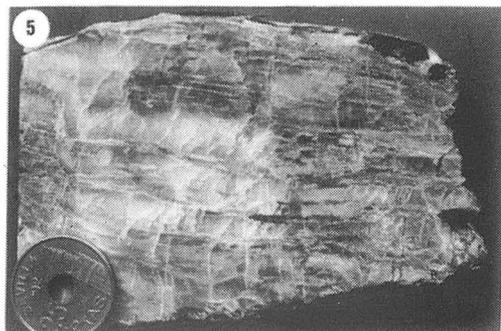
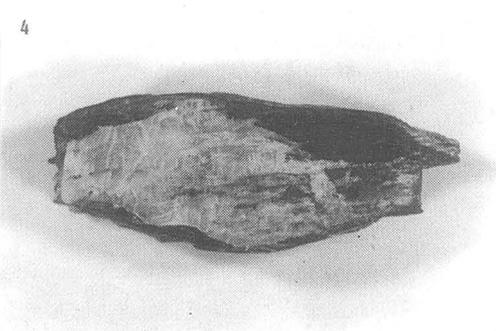
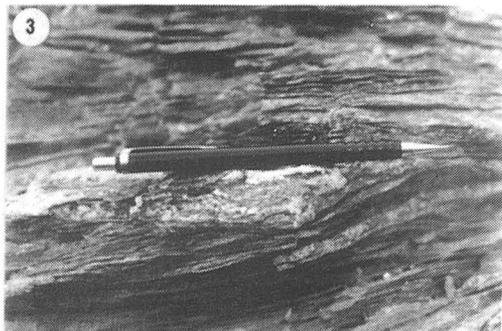


Foto 9: Agregado de cristales de distena desorientados en el seno de una segregación sinfoliar de cuarzo. Muestra OTV-2B.

Foto 10: Muestra de mano en una sección de una charnela (perpendicular al eje) de los pliegues Pcn. En ella se distinguen cristales de distena desorientados dentro del cuarzo. Agregados de distena próximos a los niveles peliculares están afectados por dicha fase de plegamiento (Cuadrante superior derecho de la foto).

Foto 11: Cristales de cloritoide desorientados dentro del cuarzo. Obsérvese las microfibras de carfolita en torno al cloritoide. Muestra TR-20.

Foto 12: Distena afectada por pliegues isoclinales previos a la foliación principal. Muestra OTV-3B.

Foto 13: Cristalización de agregados de fibrolita y biotita en los planos axiales de pliegues Pcn. Distena y granate están afectados por dichos pliegues. Esquistos grafitosos de la unidad de Salobreña. Muestra ALÑ-1A

Foto 14: Detalle de la foto anterior. Muestra ALÑ-1A

Foto 15: Pliegues isoclinales (P1) en las filitas que afectan a segregaciones de cuarzo paralelas a una foliación previa (S1). E a la derecha de la foto.

Foto 16: Pliegues isoclinales (P1) en los esquistos claros de la unidad de Herradura. N a la derecha de la foto.

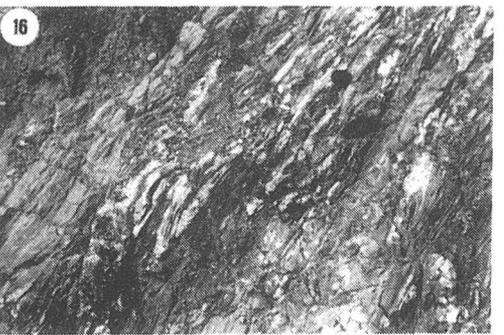
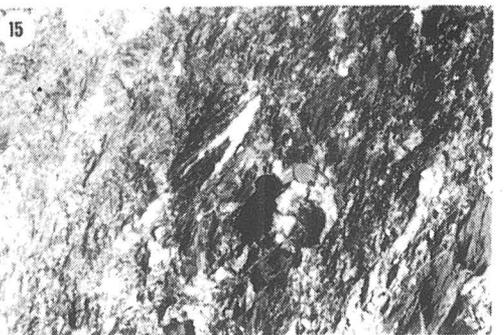
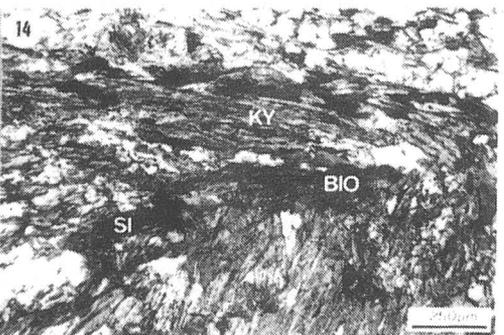
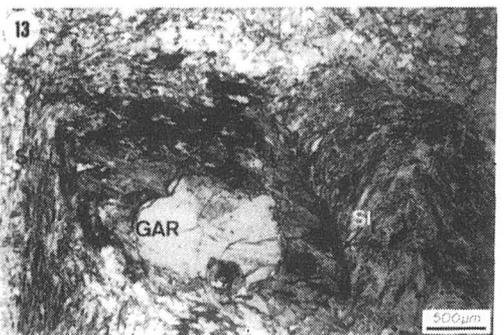
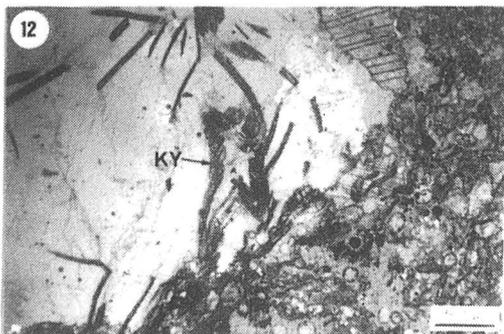
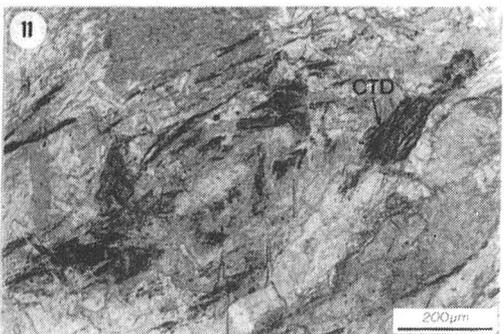


Foto 17: Microcharnelas de pliegues desenraizados incluidas dentro de la foliación principal. Cristales de distena, dentro del cuarzo, completamente desorientados. Formación de filitas de la unidad de Salobreña.

Foto 18: Agregados de distena microplegados por pliegues P1. Obsérvese la presencia de charnelas desenraizadas en los dominios cuarcíticos y en los dominios pelíticos. Esquistos claros de la unidad de Salobreña.

Foto 19 y 20: Charnela de pliegue Pcn en intercalaciones de calcoesquistos y cuarcitas de la unidad de Escalate. N a la derecha de la foto 19 y a la izquierda de la foto 20.

Foto 21: Detalle de la foto 19 en el que se aprecia la inexistencia de clivaje de crenulación en los términos calcoesquistosos. N a la derecha de la foto.

Foto 22: Estaurolita que postdata a la foliación principal y a un clivaje de crenulación posterior en los esquistos grafitosos de la unidad de Adra. Muestra RAD-7.

Foto 23: Foto similar a la anterior en la que se aprecia que la estaurolita envuelve a los granates pre y sincinemáticos de pequeño tamaño.

Foto 24: Muestra de mano de las filitas Permo-Triásicas de la unidad de Adra en la que se observan pliegues isoclinales afectados por pliegues de crenulación. En la parte inferior de la foto aparecen cristales de distena que se disponen paralelamente a los planos axiales de estos últimos pliegues.

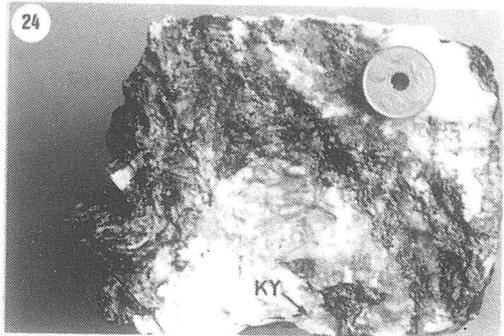
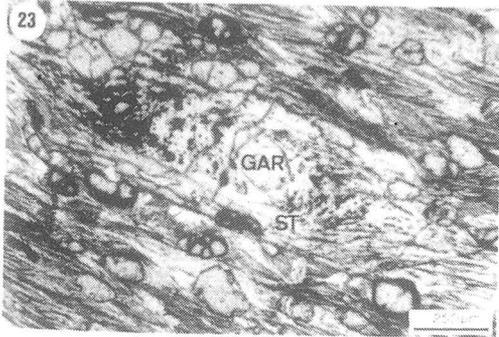
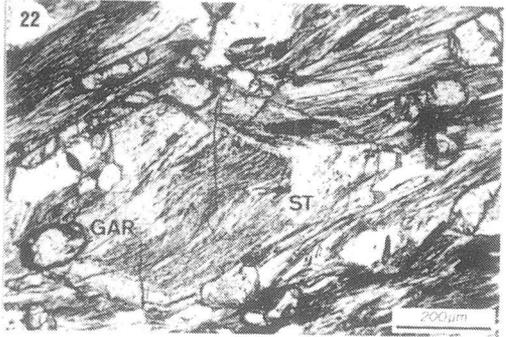
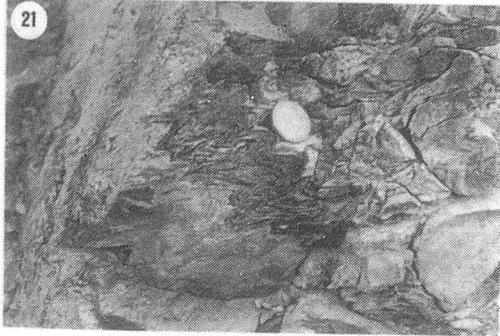
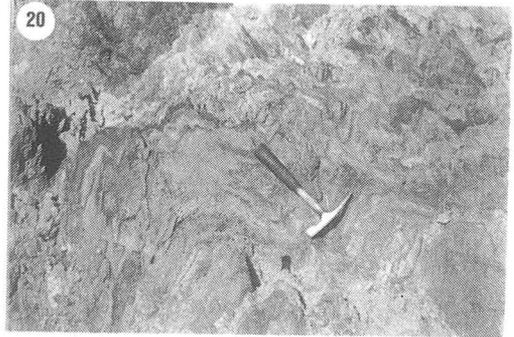
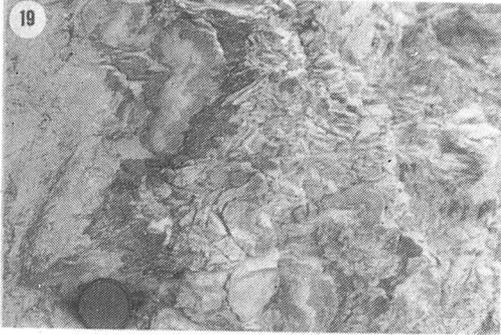
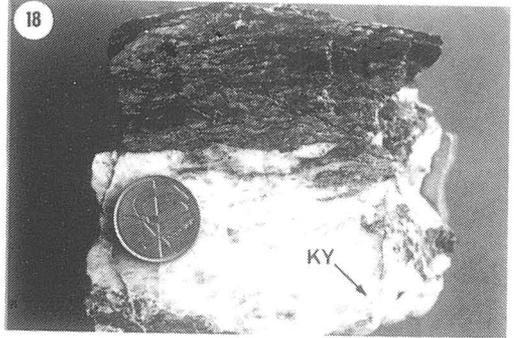
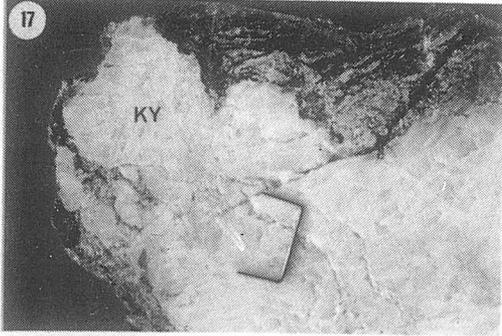


Foto 25 y 26: Pliegues de crenulación Pce (dirección aproximada N-S) afectando a los esquistos claros alpujárrides estructuralmente invertidos. W a la derecha de la foto. En las fotos se distinguen diaclasas subperpendiculares a la foliación principal.

Foto 27: Detalle de un pliegue Pce de las fotos anteriores. Obsérvese el clivaje de crenulación constituido por la neoformación de micas y cloritas. La estauroлита (sincinemática con respecto a Sp) está afectada por estos pliegues.

Foto 28: Pliegues Pcn (eje aproximadamente E-W) en los mismos niveles que las fotos 25 y 26. Obsérvese que también aparecen las diaclasas subperpendiculares a la foliación principal confirmando de este modo una dirección NW-SE (perpendicular a la dirección de extensión manifiesta en el área). N a la izquierda de la foto.

Foto 29: Pliegue Pce en calcoesquistos de la unidad de Escalate en el área de la Sierra de la Joya. E a la derecha de la foto.

Foto 30: Pliegue Pce en cuarcitas de la unidad de Escalate en el área de la Sierra de la Joya. E a la derecha de la foto.

Foto 31: Lineación de estiramiento marcada por fibras de carfolita incluidas en venas de calcita de los carbonatos de la unidad de Escalate.

Foto 32: Las venas de calcita de la foto anterior están afectadas por pliegues Pcn.

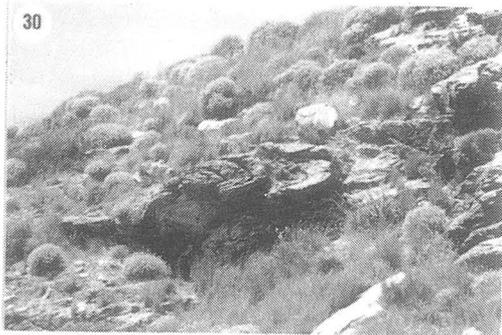
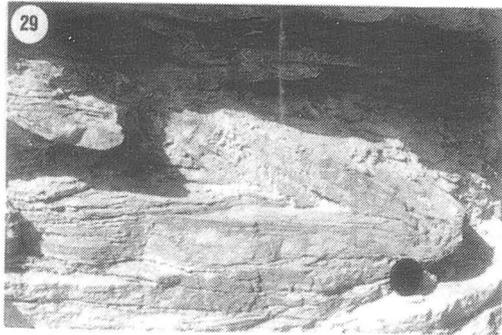
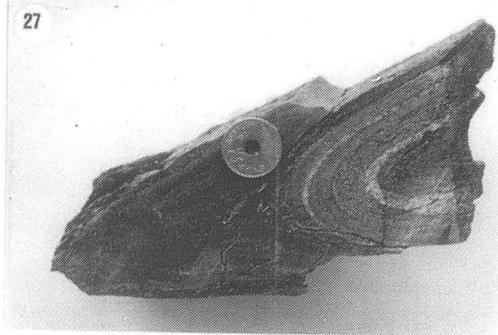


Foto 33: Vista general de una charnela de los pliegues Pcn en los carbonatos de la unidad de Escalate que afecta a las venas de calcita de la foto anterior.

Foto 34: Detalle de la foto anterior en el que se aprecia el plegamiento de la lineación de estiramiento por los pliegues Pcn. E a la derecha de la foto.

Foto 35: Cloritoide paralelo a la foliación principal en las filitas de la unidad de Lújar.

Foto 36: Mg-carfolita contenida en la formación carbonática de la unidad de Escalate. Esta carfolita es la mejor conservada en todo el Complejo Alpujarride. Muestra HDB.

Foto 37: Microfotografía de fibras de Mg-carfolita (en los carbonatos de la unidad de Escalate) realizado con el microscopio electrónico de barrido de la Universidad de Granada. Obsérvese la existencia de fibras de un tamaño inferior a 5 μm . Compárese la morfología de las fibras con las de las estructuras fibrosas que aparecen en el cuarzo y que son características de pseudomorfo de este mineral. (Fotos 3, 53 y 67). Muestra HDB.

Foto 38: Alteración de la carfolita en los carbonatos por micas con contenidos en Si superiores a 3.3. Muestra HDB.

Foto 39: Textura característica que muestran las microfibras de carfolita en el interior del cuarzo. Muestra TV-14.

Foto 40: Alteración de carfolita a agregados de micas y clorita. Muestra SAL-13.

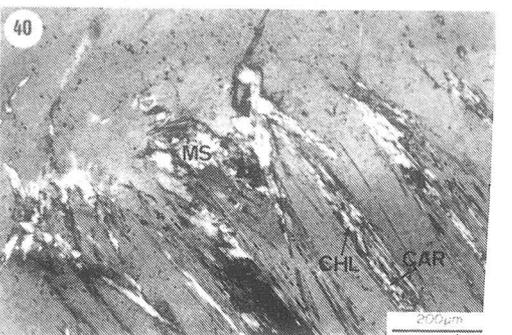
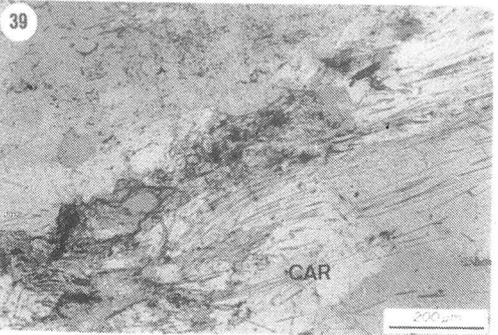
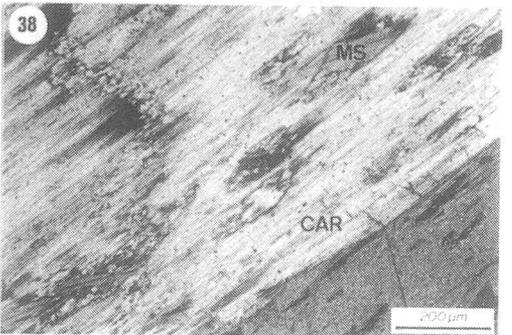
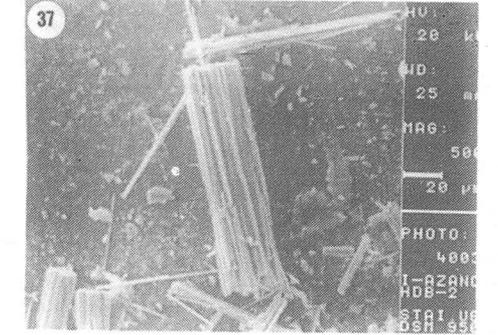
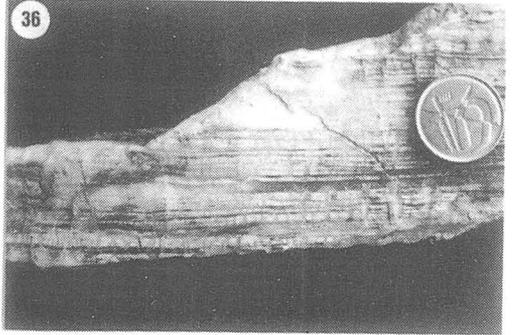
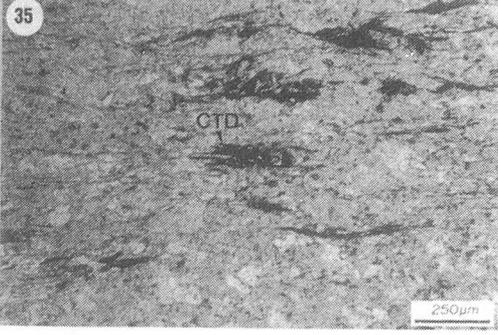
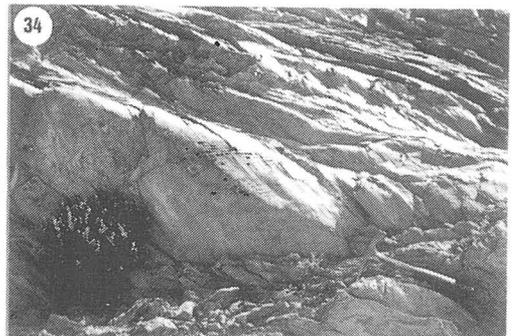


Foto 41: Transformación de carfolita en cloritoide mediante la reacción $Car=Ctd+Qz+W$ en las filitas alpujárrides. Muestra 921105-10.

Foto 42: Alteración de distena a cookeita dentro de un gran nódulo de cuarzo envuelto por Sp.

Foto 43: Microfotografía que muestra la alteración de distena a micas, cookeita y caolinita. Obsérvese que la textura evidencia el consumo de cuarzo en la alteración. Muestra JAL-1.

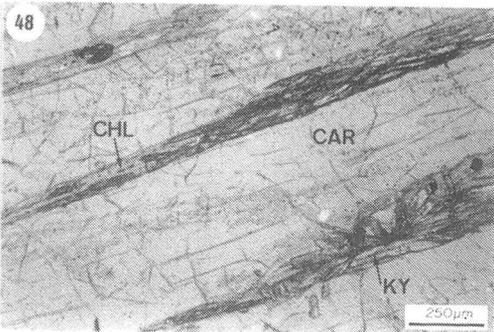
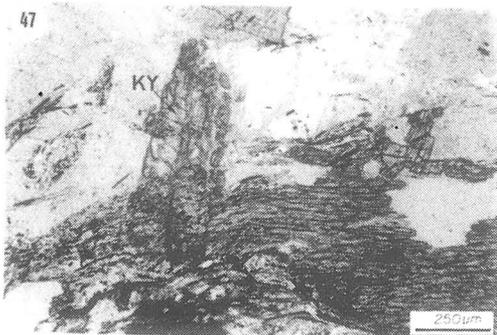
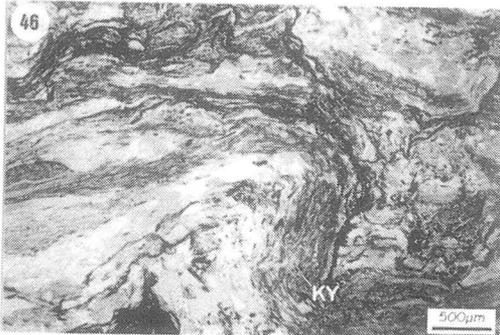
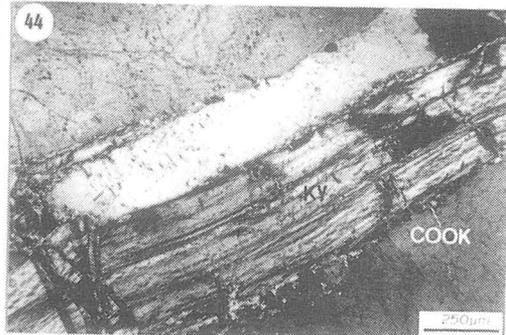
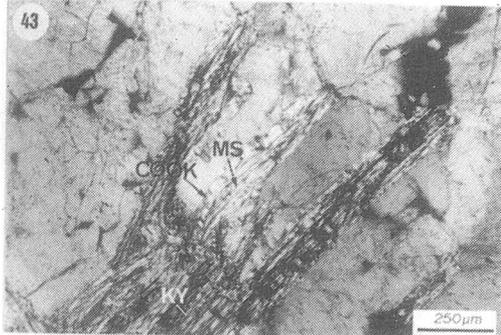
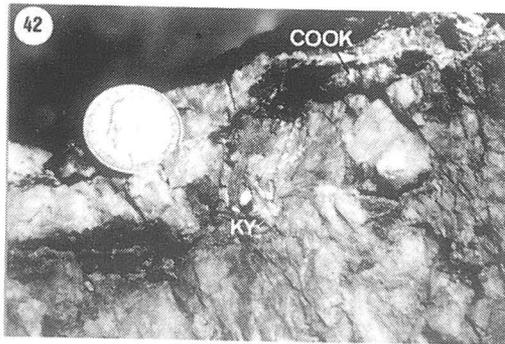
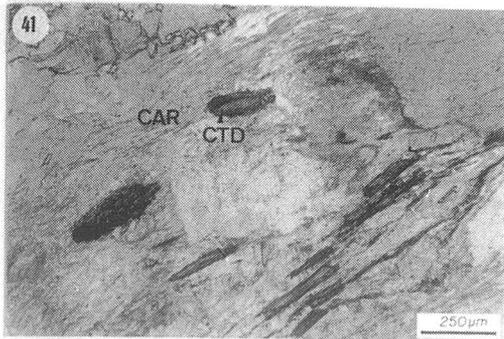
Foto 44: Alteración directa de distena deformada a cookeita. La textura evidencia el consumo de cuarzo en la reacción iónica de alteración. Muestra JAL-1.

Foto 45: Agregado de cristales de aragonito maclados que se dispone paralelamente a la foliación principal (Sp). Filitas de la unidad de Escalate. Muestra T-3J.

Foto 46: Distena paralela a la foliación principal y afectada por pliegues Pcn. Unidad de Salobreña. Muestra SAL-61C.

Foto 47: Crecimiento de distena post-Sp. Obsérvese que los cristales de distena se superponen a agregados de este mineral paralelos a Sp. Muestra SAL-61.

Foto 48: Transformación de Mg-carfolita a distena mediante la reacción $mCar=Ky+Chl+Qz+W$. Obsérvese que la distena puede crecer desorientada sobre las fibras de carfolita de forma mimética con la misma orientación que este mineral. Muestra TV-261.



Fotos 49 y 50: Transformación de Mg-carfolita a distena mediante la reacción $mCar=Ky+Chl+Qz+W$. Las tres fotos anteriores pertenecen a la misma muestra (TV-261).

Foto 51 y 52: Fibras de carfolita transformándose a cloritoide según la reacción que se muestra en la foto 41. Con posterioridad ambos minerales se transforman a distena más clorita (Foto 52 con luz polarizada). Muestra 921105-10.

Foto 53: Muestra de mano en la que se evidencia la transformación de fibras de carfolita a albita.

Foto 54: Cloritoide sin-Sp afectado por pliegues Pcn en las filitas alpujárrides. Muestra 921105-10.

Foto 55: Cloritoide post-Sp en los dominios peliculares de las filitas alpujárrides. Muestra LTE-5B.

Foto 56 Pequeños cristales de estaurolita zincífera en el interior de cuarzo y calcita. Obsérvese que se trata de cristales idiomórficos, en ocasiones maclados e intercrecidos. Términos inferiores de la Formación de filitas en la unidad de Salobreña. Muestra SAL-61.

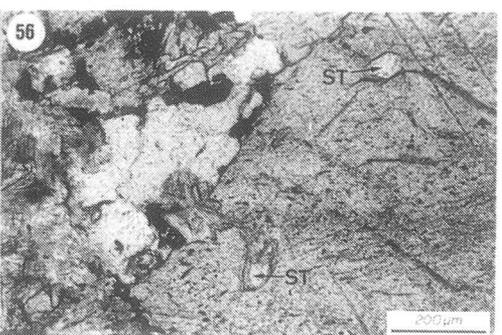
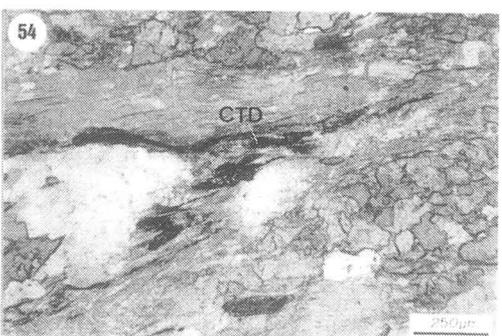
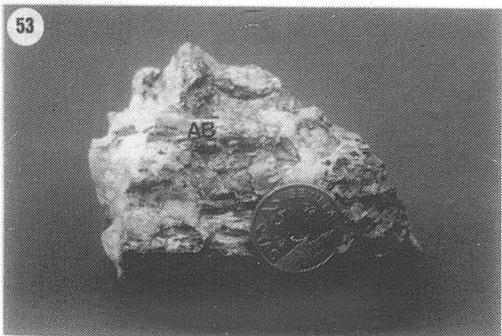
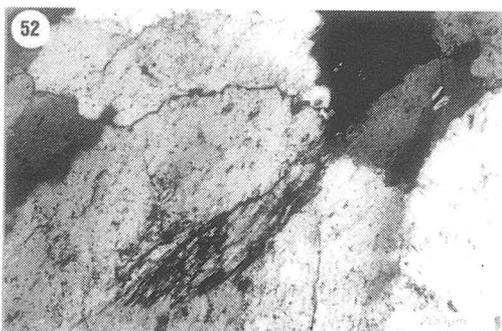
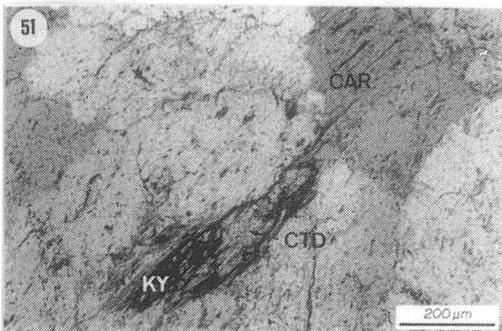
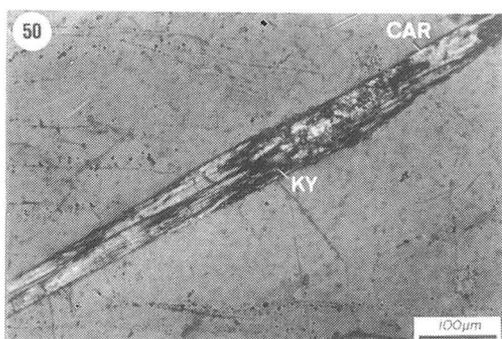
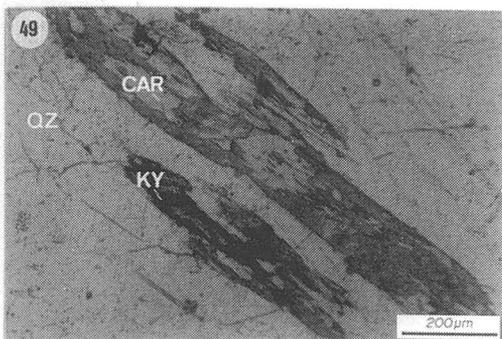


Foto 57: Aumento de la foto anterior. Muestra SAL-61.

Foto 58: Detalle de la foto 56 en el que se aprecia que los cristales de estauroлита están parcialmente alterados por agregados de mica y clorita. Muestra SAL-61.

Foto 59: Microfotografía realizada con la microsonda electrónica en la que se observa el resultado de la realización de un perfil cualitativo, a través del cristal de la foto 56, en el que se ha medido el Zn. Muestra SAL-61.

Foto 60: Alteración de distena a intercrecimientos radiales de margarita-paragonita (ver fotos 61, 75, 76, 77). Muestra OTV-2B.

Foto 61: Detalle de la foto anterior en la que se observa la disposición radial en dominios concéntricos de los agregados micáceos. Muestra OTV-2B.

Foto 62: Crecimiento de sudoita a partir de la asociación pirofilita más clorita que a su vez altera a la carfolita. Filitas de la unidad de Salobreña. Muestra TV-261.

Foto 63: Transformación completa de un cristal de distena a cookeita más caolinita. Muestra OTV-2B.

Foto 64: Alteración de Mg-carfolita a pirofilita. Muestra HDB.

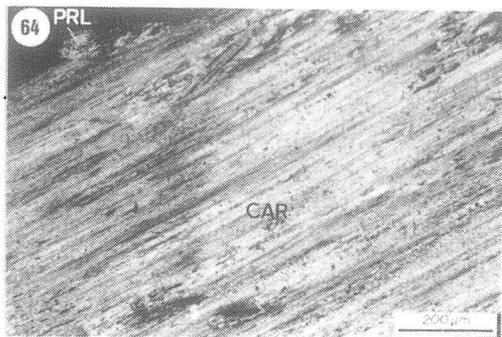
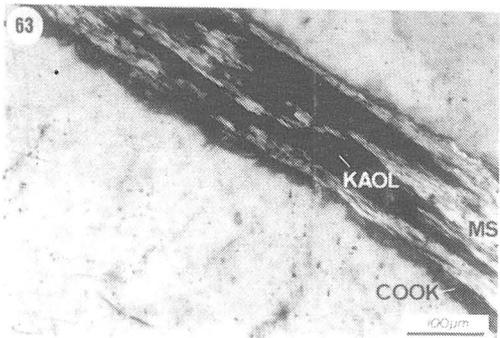
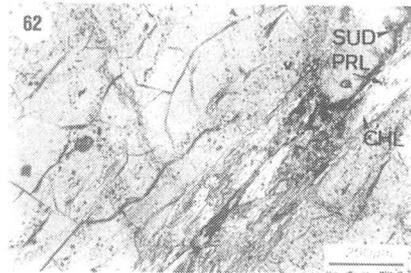
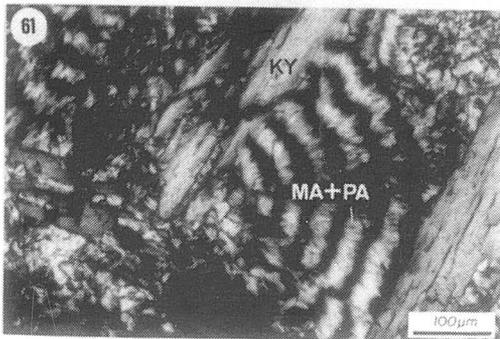
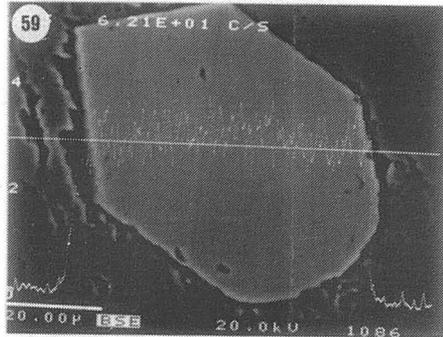
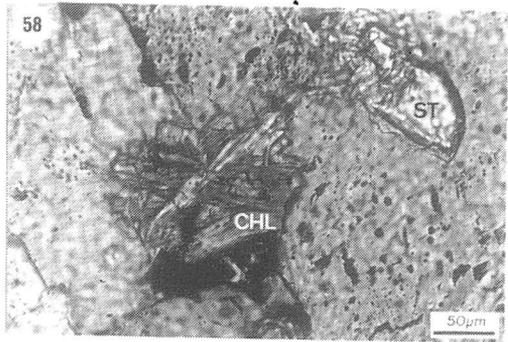
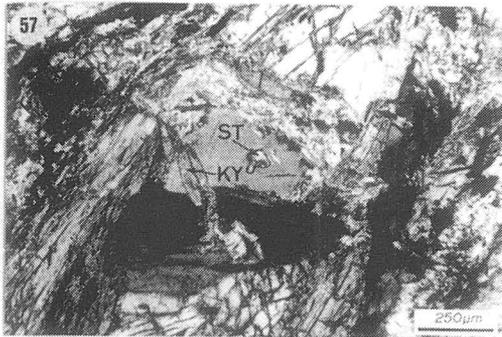


Foto 65: Cloritoide parcialmente alterado a margarita. Términos inferiores de la Formación de filitas de la unidad de Jubrique. Muestra ALG-2C.

Foto 66: Microfibras de alanita afectadas, dentro del cuarzo, por pliegues previos a Sp. Términos superiores de la Formación de filitas en la unidad de Jubrique. Muestra CJ-21C.

Foto 67: Estructura fibrosa en el interior del cuarzo que es característica de los pseudomorfos de carfolita. Comparar con la foto 37.

Foto 68: Fibras de Mg-carfolita de un tamaño medio que están parcialmente alteradas a clorita y mica. Muestra TV-261.

Foto 69: Sudoita sinfoliar en las filitas de la unidad de Lújar-Gádor. Muestra 930314-1.

Foto 70: Disposición radial de cristales de aragonito en el núcleo de una charnela perteneciente a un pliegue vergente al N (Pcn). Filitas de la unidad de Escalate.

Foto 71: Aragonito maclado que rellena una fractura transversa a Sp. Filitas de la unidad de Escalate.

Foto 72: Crecimiento de aragonito sobre un plano de falla de alto ángulo en los mármoles de la unidad de Herradura.

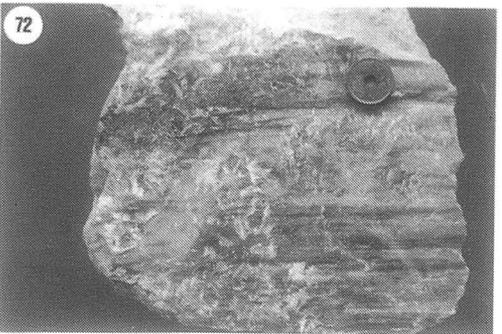
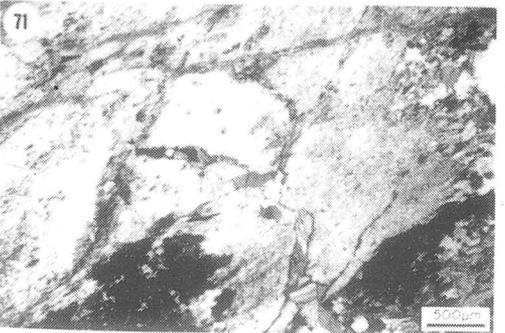
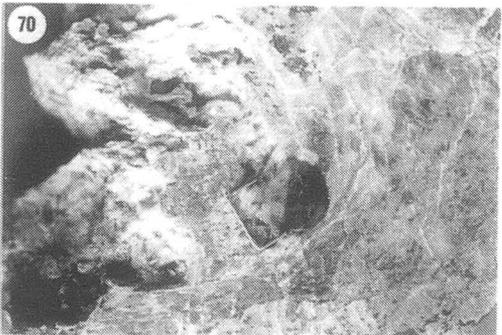
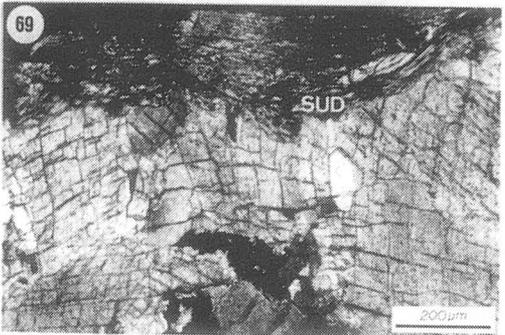
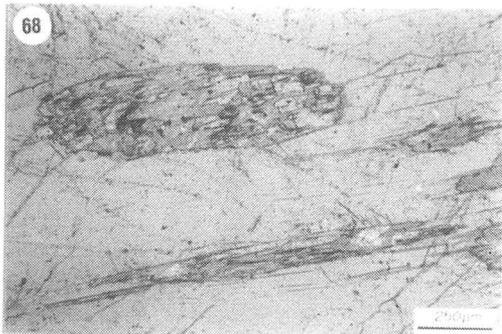
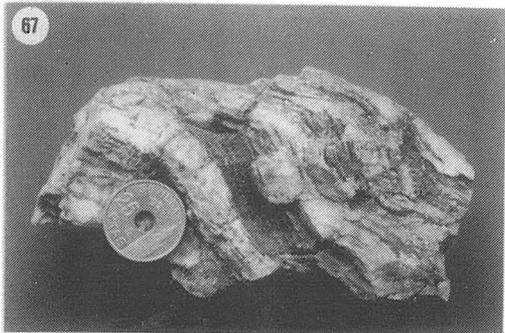
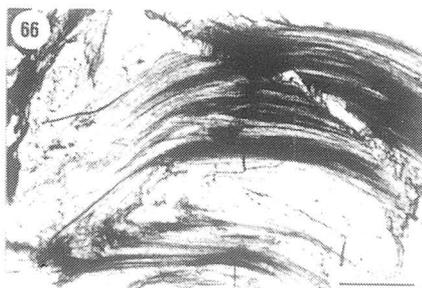
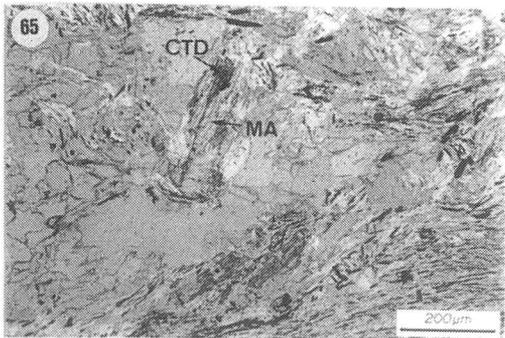


Foto 73: Fibras de aragonito que transforman a calcita deformada en una vena sinfoliar. Esquistos de la unidad de Jubrique.

Foto 74: Fractura rellena de aragonito que pasa de ser transversa a ser paralela a la foliación principal. Filitas de la unidad de Escalate.

Foto 75: Microfotografía de electrones retrodispersados en la que se observa la transformación de distena en intercrecimientos micáceos. Realizada con la microsonda electrónica de la Universidad de Granada.

Foto 76: Microfotografía de electrones retrodispersados en la que se evidencia que la primera alteración de distena se produce a moscovita. Posteriormente los intercrecimientos margarita-paragonita alteran tanto a la distena como a la moscovita.

Foto 77: Microfotografía de electrones retrodispersados en la que se distingue la transformación progresiva de composición en cristales de mica. Los núcleos de los cristales poseen una composición moscovítica mientras que los bordes son de composición paragonítica.

Foto 78: Andalucita que postdata a pliegues de crenulación Pcn. Esquistos claros de la unidad de Salobreña. Muestra SAL-34.

Foto 79: Distena microplegada y alterada a pirofilita en los términos inferiores de las filitas de la unidad de Jubrique. Muestra ALG-2C.

Foto 80: Rutilo en el interior del granate y distena, previos a Sp en los esquistos claros de la unidad de Tejada. Muestra ALP-1E.

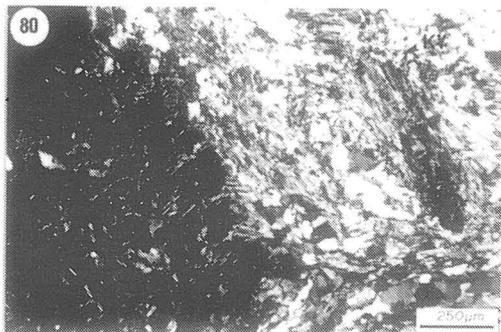
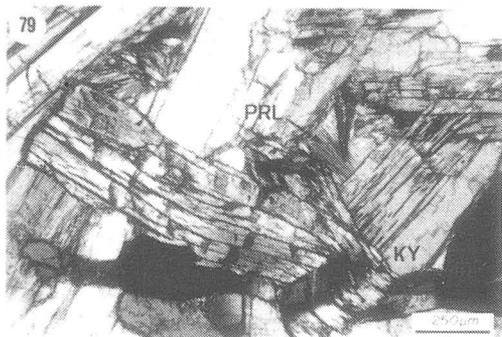
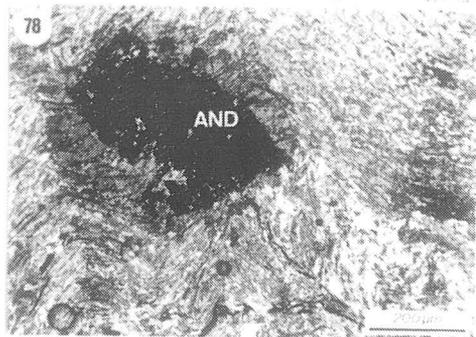
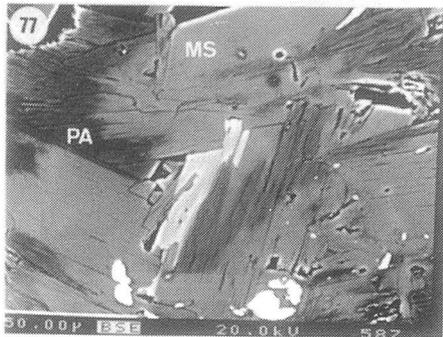
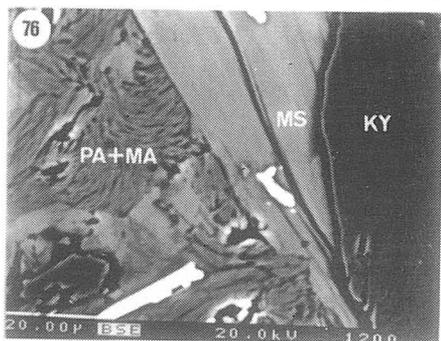
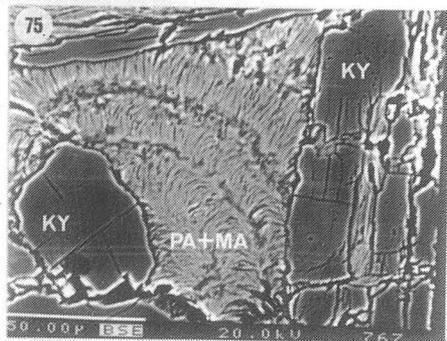
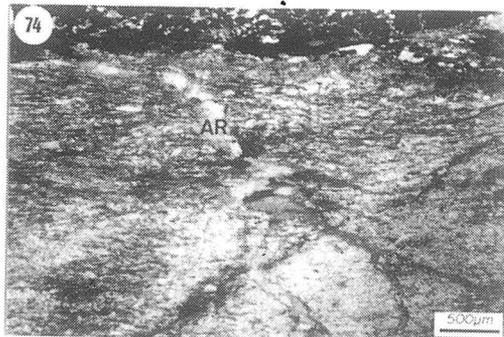
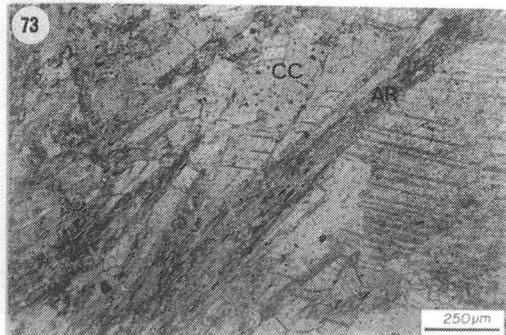


Foto 81: Granate en el que se han realizado los perfiles químicos 59 y 60. Gneises granatíferos de la unidad de Jubrique. Muestra GG-27.

Foto 82: Distena post-Sp en los esquistos claros de la unidad de Herradura. Muestra IZH-8.

Foto 83: Inclusiones de moscovita en el interior de granate. Unidad de Tejada. Nícoles semicruzados. Muestra ALP-1E.

Foto 84: Intercalaciones centimétricas de niveles pelíticos y niveles básicos en los esquistos claros de la unidad de Tejada.

Foto 85: Niveles aluminicos de la unidad de Tejada en los que se observa que la foliación principal está constituida fundamentalmente por sillimanita, moscovita y cuarzo. El granate y la distena son previos a dicha estructura (c.f. Foto 80).

Foto 86: Andalucita post-Sp que engloba a estaurolita en los esquistos grafitosos de la unidad de Salobreña. Muestra ALÑ-1A

Foto 87: Andalucita idiomórfica con inclusiones de fibrolita en los esquistos grafitosos de la unidad de Salobreña. Muestra ALÑ-1A

Foto 88: Distena y estaurolita postcinemáticas con respecto a la foliación principal. Esquistos grafitosos de la unidad de Jubrique. Muestra GG-2.

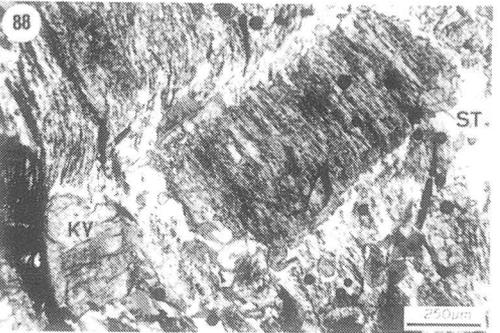
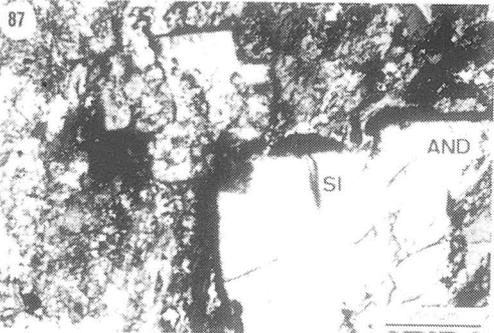
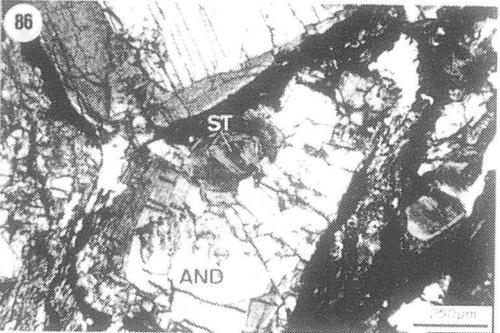
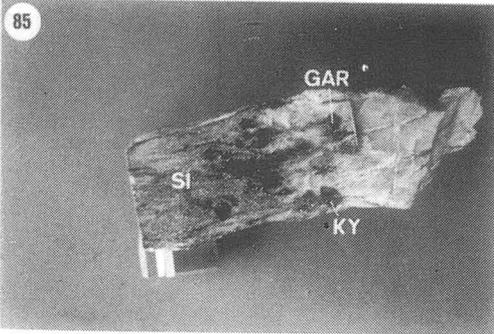
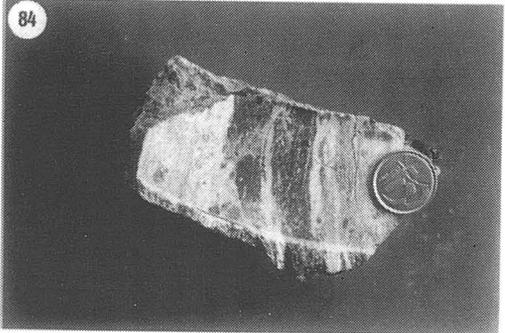
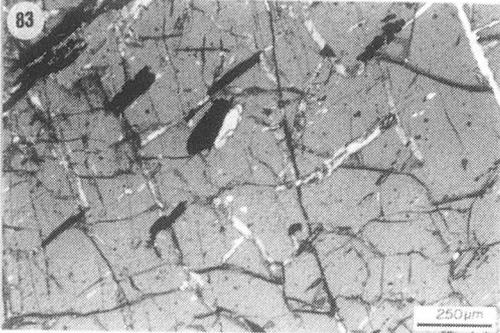
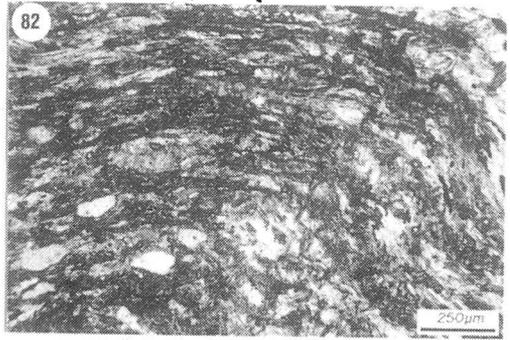
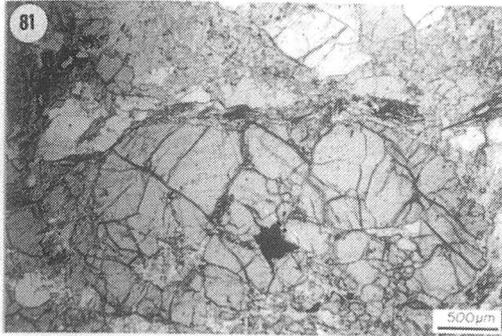


Foto 89: Coexistencia de estaurolita y cloritoide en los esquistos grafitosos de la unidad de Murtas. Muestra MQM-3.

Foto 90: Estaurolita post-Sp englobada por andalucita en los esquistos grafitosos de la unidad de Jubrique. Muestra GG-2.

Foto 91: Clinopiroxeno fracturado y estirado en los niveles máficos de los gneises granatíferos. Unidad de Jubrique. Muestra GG-26B.

Foto 92: Sillimanita orientada según Sp en la misma muestra que la foto anterior. Muestra GG-26B.

Foto 93: Cloritoide pre-Sp junto a estaurolita post-Sp en los esquistos grafitosos de la unidad de Adra. Muestra RAD-6.

Fotos 94 y 95: Estaurolita transformando a distena previa en los esquistos grafitosos de la unidad de Adra. Muestra RAD-6.

Foto 96: Contacto de falla que separa las formaciones carbonática y filítica. Nótese que las estructuras asociadas (pseudo "S-C") a la zona de falla indican una dirección de transporte para el bloque de techo hacia el E (Derecha de la foto).

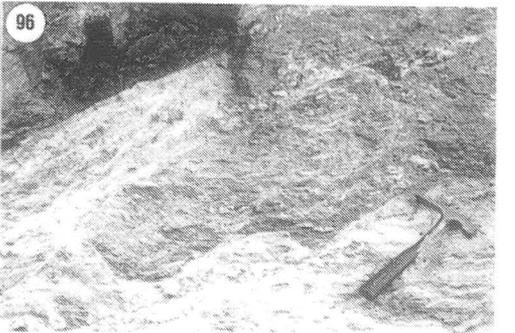
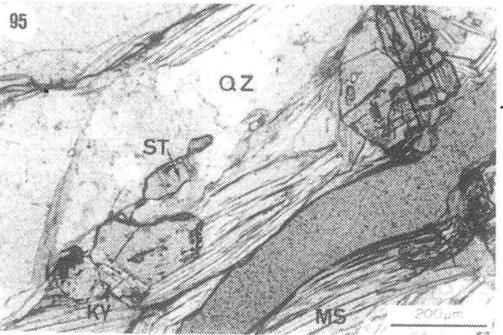
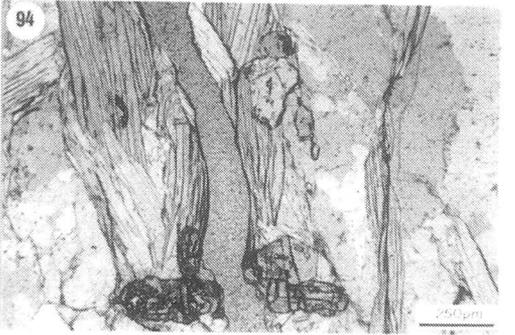
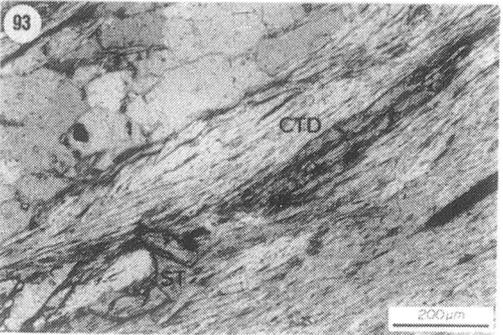
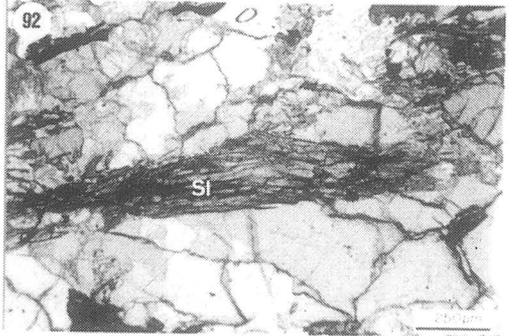
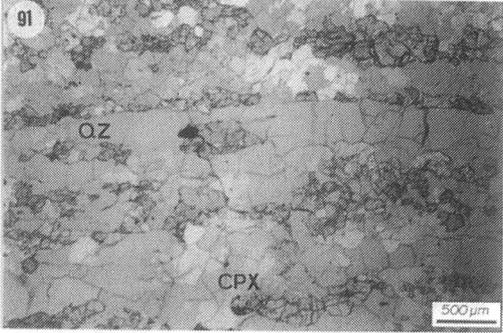
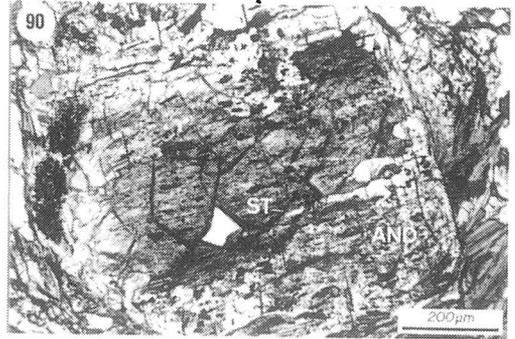
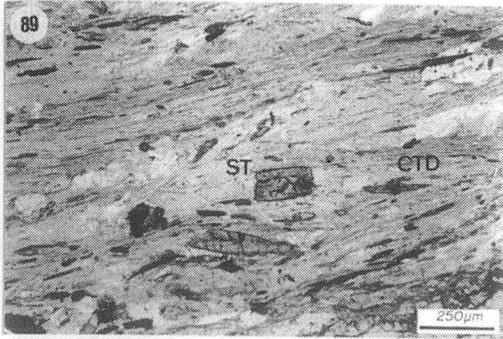


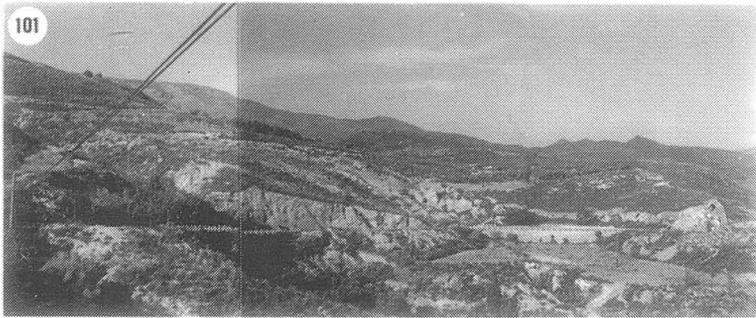
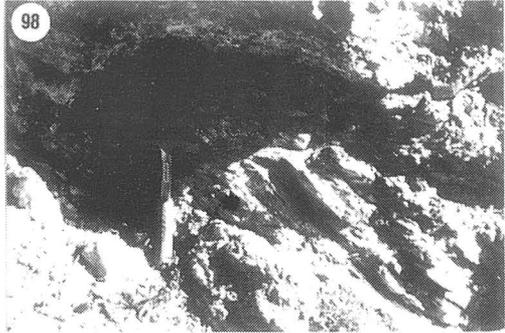
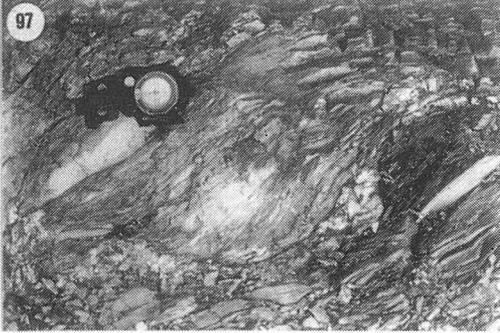
Foto 97: Estructuras pseudo S-C en el interior de la Formación de filitas de la unidad de Murtas. N a la derecha de la foto.

Foto 98: Harinas de falla y estructuras S-C asociadas al contacto entre la Formación carbonática de la unidad de Escalate al W de Lanjarón. N a la izquierda de la foto.

Fotos 99 y 100: Fallas normales de bajo ángulo en el interior de la sucesión de esquistos de la unidad de Murtas.

Foto 101: Contacto entre la Formación carbonática y filítica de la unidad de Escalate (sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N) basculado por una falla normal de bajo ángulo con sentido de movimiento hacia el SW. NE a la derecha de la foto.

Foto 102: Panorámica en la que se aprecia al fondo la falla de Izbor que en ese tramo separa las unidades de Herradura y Guájares. N a la derecha de la foto.



Anexos

Situación de las muestras

<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>	<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>
2V-2	VG 575108	ALG-6	TF 990498
921029-2, 5	WF636895	ALG-7	TF 990497
921029-4	WF635894	ALG-8	VF 006494
921029-8	WF637891	ALG-9	VF 010491
921029-9 a 12	WF506933	ALME	VF 735845
921030-3 a 7	WF603917	ALÑ-1	VF 390673
921105-5 a10	VG581042	ALÑ-2	VF 397708
93325-1,2,3	VF375766	ATV-1	VF 663769
93325-4,5,6	VF374756	ATV-1,2	VF 644760
93325-7,8	VF388680	ATV-3,4	VF 650765
93325-9,10	VF356666	ATV-5,6	VF 655766
A-1,2	VF 566833	ATV-7,8	VF 657776
A-3	VF 570830	BAG	VF 565796
A-4	VF 558818	BALL-1 a 10	VF 563709
A-5	VF 558818	BALL-11 a 13	VF 565712
A-6,7	VF 697811	BAR	VF 556876
A-8,9,10	VF 540760	BCH	VF 580818
ABO-1,2	VF 348809	BEN-1	TF 954478
ALC-1-1	VF 543837	BEN-2	TF 962477
ALC-1-2	VF 544837	BHO	VF 568801
ALC-1-3	VF 545836	C-1,2	VF 578856
ALC-1-4	VF 546835	C-3	VF 571803
ALG-1	TF 981501	CAS-1 a 9	TF 962372
ALG-10	VF 014494	CBA 1	VF 668807
ALG-11	VF 022492	CBA 2	VF 668808
ALG-12	VF 030487	CBA 3	VF 667806
ALG-2	TF 986502	CBA 4	VF 668805
ALG-3	TF 987506	CBA-10	VF 673818
ALG-4	TF 080504	CBAR	VF 668808
ALG-5	TF 987502	CCA-1	VF 578853

<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>	<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>
CCA-25	VF 568837	G-4	VF 518825
CCK-1	VF 582847	G-5	VF 518823
CCO	VF 692828	G-6	VF 518821
CES-1,5	VF 543862	G-7	VF 516825
CFA	VF 560847	G-8	VF 526813
CFA-9	VF 560844	G-9	VF 524816
CG-1 a 5	VF 592634	GAD-1	WF 083782
CG-6,7	VF 590630	GAD-2	WF 098886
CG-8	VF 596634	GG-2	VF 991474
CG-9,10,11	VF 624636	GG-26 B	VF 013470
CGR	WF 635895	GG-27	VF 014470
CJ-21 C	VF 006493	GG-4	VF 015470
CLO	VF 603848	GH-1	VF 537845
CN4	VF 563862	GU-902	VF 633668
CONJ-1 a 5	VF 626690	GU-903	VF 629677
CONJ-20 A,B,C,	VF 656664	H-1,2,3,	VF 537836
CONJ-6	VF 626683	H-4	VF 510860
CONJ-7 a 12	VF 626685	H-5	VF 510860
COR-CA 1,2	VF 565807	H-6	VF 511842
CVO-1,2,12,13	VF 564795	H-7	VF 508834
CVO-4,5	VF 566801	H-8	VF 514836
CVO-6,7,8	VF 566804	H-9	VF 514836
ECC	VF 566832	HRM-1 a 4	VF 286705
ESC-1	VF 551871	HRM-5,6	VF 284700
FUP-1,2,	VF 356906	IZM-11	VF 532856
G-1	VF 518827	IZM-4	VF 532856
G-10	VF 517807	IZM-8	VF 546840
G-11	VF 517807	J-2-B	VF 004491
G-2	VF 518827	JA	VF 566844
G-3	VF 518827	JA- 1 a 6	VF 634842

<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>	<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas U.T.M.</i>
JAL	VF 359782	NIG-5	VF 547948
JAL-20	VF 363773	NIG-6,7,8,9	VF 535939
JOYA	VF 692829	ÑE	VF 390672
JUB	VF 693828	OTV-1	VF 397743
L 1,2,3	VF 636855	OTV-2	VF 405737
LANJ-1	VF 576855	OTV-901	VF 374757
LANJ-2	VF582852	OTV-903	VF 374757
LANJ-3,4	VF 604846	PCH-1,2	VG 565107
LBA	VF 597846	PCH-3 a 7	VG 538082
LG	VF 400776	PCH-8	VG 538082
LJI-1,2	VF 576810	PUL-1,2,3	VF 638715
LJI-4	VF 600800	PUL-4,5	VF 631710
LJI-5	VF 600800	PUL-6,7,8	VF 627702
LJI-6	VF 605796	PUN	VF 578662
LSO	VF 566958	PVE	VF 555788
LTE	VF 539928	RAD-1,2,3	WF876716
M	VF 628698	RAD-4	WF876714
M-1,2	VF 640632	RAD-5	WF866688
M-3	VF 627685	RAD-6	WF870685
M-4	VF 628695	RAD-7	WF870689
M-5	VF 627702	RAG-1A	WF 635896
MLN	WF 101902	RAG-10	WF 637891
MQM	VF 649718	RBAS	WF 074826
MS-1	WF 518951	S JOYA	VF 669806
MS-2	WF 518952	S-1 a 6	VF 387744
MS-3	WF 517951	SAH-1 a 5	WF653980
MSA	VF 467677	SAH-5 a 10	WF652965
MSAL	VF 467677	SAL- 1,21	VF 374772
NIG-1,2,3	VF 538937	SAL- 22,23	VF 375771
NIG-4	VF 544946	SAL-25,26,27	VF 373767

Muestra**Coordenadas U.T.M.**

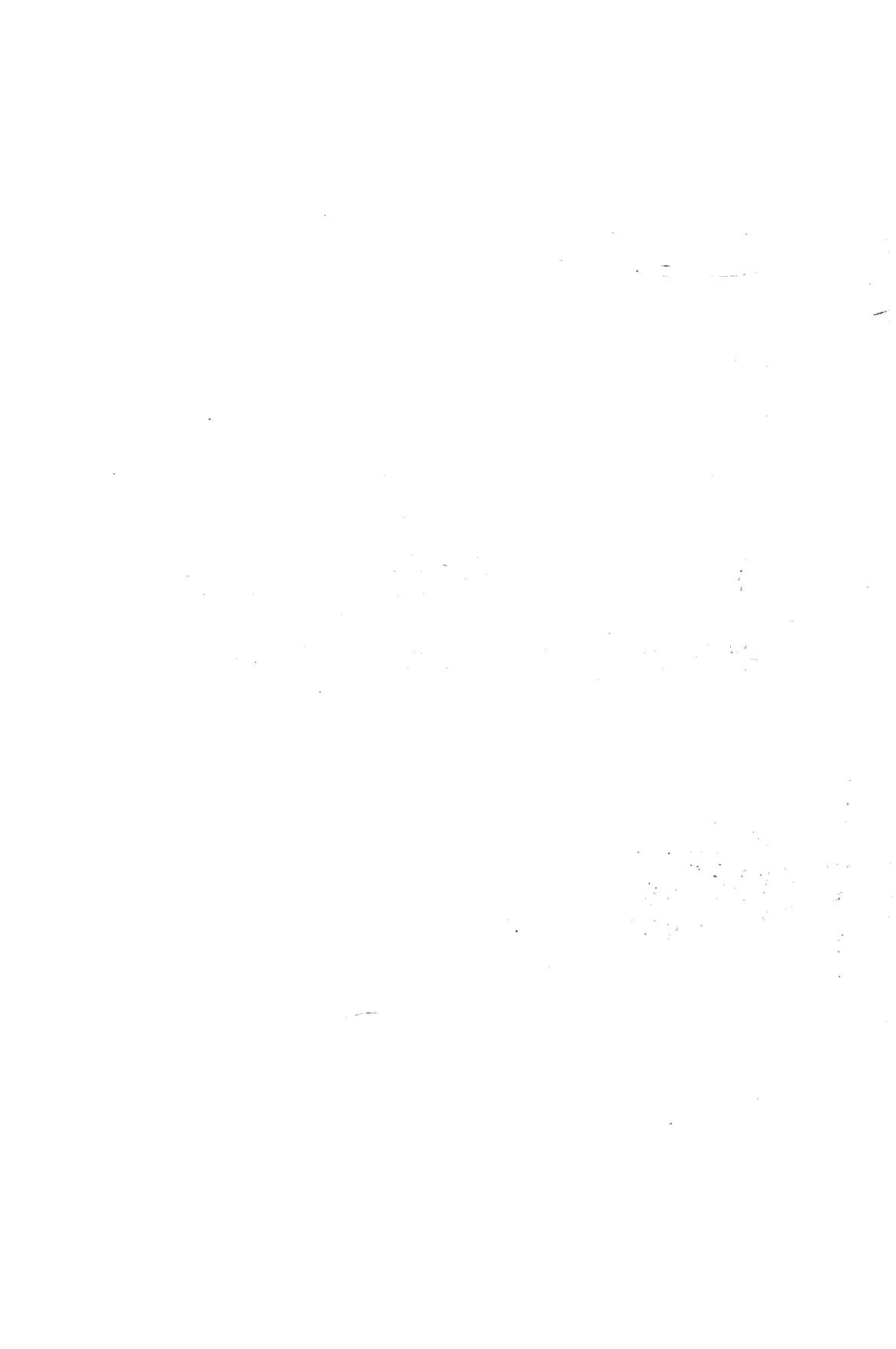
SAL-28, 29	VF375757
SAL-30,31,32	VF 385755
SAL-33	VF 415740
SAL-34,35	VF 415727
SAL-36,37,38,39	VF 374772
SAL-40	VF 376768
SAL-41 a 44	VF 371762
SAL-45 a 49	VF 374756
SAL-50 a 59	VF 374755
SAL-60	VF 378757
SAL-61,62	VF 378757
SAL-63 a 65	VF 391765
SAL-66	VF 397744
SAL-67	VF 40742
SJA-1	VF 667812
SJA-2	VF 674818
SJA-3	VF 673816
SJA-4	VF 667814
SOR-1	VF 608644
SOR-2	VF 607651
SOR-3	VF 613655
SOR-4	VF 616657
SOR-5	VF 614657
SOR-6	VF 615657
SOR-7	VF 616656
SPO-1,2,3	VF 646846
T-1,2,3,4,5	VG 578034
T-11	VG 578034
T-18	VG 578034
T-21,22	VG 577027

Muestra**Coordenadas U.T.M.**

T-25,26	VG 578027
T-3	VG 580040
T-7 a 12	VG 560060
TI-1	VF 555828
TI-2	VF 556822
TR-1,2	VG 570050
TR-14 a 20	VG 564064
TR-18 a 24	VG 564068
TR-2 a 13	VG 582045
TREV-9096	VG 570050
TUG-3,4,5,6	VF 550717
TV- 18 a 24	VG 579032
TV-1	VG 581046
TV-13,14,15,16,17	VG 579032
TV-2	VG 581038
TV-26	VG 575022
TV-261	VG 575020
TV-267	VG 574020
TV-268	VG 574021
TV-3	VG 581039
TV-32	VG 577027
TV-4	VG 581041
TV-5	VG 581043
TV-6	VG 581038
TVG-1,2	VF 552717
V-10,11,12,13	VG 618094
V-14	VG 620095
V-15	VG 576020
V-9	VG 609804
V1 a V6	VG 575108

Muestra***Coordenadas U.T.M.***

V7, 8	VG 596103
VT-1,2	VG 599090
Z 1	VF 708184
Z 2	VF 709183
Z 3	VF 708186
Z 4	VF 708186
Z 5	VF 708186



***Análisis químicos de los
principales minerales***

Análisis químicos representativos de ilmenita

Rutilo

Muestra Nº Análisis	CLA-19						MQM-3	RAD-7			GG-27	Rutilo					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	CLA-19 11	CLA-19 12	CLA-19 13	RAD-7 14	RAD-7 15	GG-27 16	GG-27 17
<i>SiO2</i>	0,08	0,02	0,00	0,04	0,74	0,03	0,12	0,00	0,01	0,09	18,31	0,10	0,08	0,00	0,03	0,10	0,14
<i>Al2O3</i>	0,00	0,04	0,05	0,00	0,13	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	29,46	0,11	0,12	0,00	0,04	0,10	0,23
<i>TiO2</i>	54,02	51,53	52,37	55,03	56,65	56,54	51,11	52,13	52,18	52,16	36,46	95,79	95,04	96,57	96,27	87,33	96,00
<i>FeO</i>	47,68	43,82	44,61	45,19	38,87	44,09	46,00	43,23	43,29	44,05	0,67	0,25	0,30	0,35	0,44	9,15	0,39
<i>MnO</i>	0,75	0,62	0,67	0,74	0,94	1,11	0,08	2,05	2,23	1,03	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,40	0,18
<i>MgO</i>	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,02	0,36	0,06	0,00	0,12	0,52	0,02	0,03	0,00	0,00	0,09	0,04
<i>CaO</i>	0,06	0,00	0,00	0,02	0,14	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,04	0,01	0,12	0,28
<i>Na2O</i>	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,01	0,02	0,16	0,07
<i>K2O</i>	0,00	0,00	0,06	0,03	0,06	0,06	0,02	0,02	0,05	0,02	0,08	0,00	0,02	0,05	0,08	0,01	0,06
Tot. Oxidos	102,62	96,14	97,80	101,11	97,59	101,87	97,79	97,58	97,77	97,48	85,93	96,26	95,58	97,11	96,89	97,48	97,39
<i>Si</i>	0,002	0,001	0,000	0,001	0,018	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,378	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,003
<i>Al</i>	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,717	0,003	0,003	0,000	0,001	0,003	0,005
<i>Ti</i>	0,999	1,013	1,011	1,023	1,061	1,037	0,991	1,010	1,009	1,010	0,566	1,494	1,493	1,495	1,494	1,406	1,483
<i>Fe+2</i>	0,980	0,958	0,958	0,934	0,809	0,899	0,992	0,932	0,931	0,948	0,012	0,004	0,005	0,006	0,008	0,164	0,007
<i>Mn</i>	0,016	0,014	0,015	0,015	0,020	0,023	0,002	0,045	0,049	0,023	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007	0,003
<i>Mg</i>	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,014	0,002	0,000	0,005	0,016	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001
<i>Ca</i>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,006
<i>Na</i>	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,003
<i>K</i>	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002

Análisis químicos representativos de Fe-Mg carfolita

Muestra	HDB-2				LANJ-1	MOT-1D	T-903	T-22	T-873	JAL-41	TV-261	TV-261B	TV-261D	TV-267D	TV-268S	ALHA-878
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	38,01	39,16	39,88	38,20	48,30	55,35	54,50	47,19	59,94	43,34	40,84	39,02	39,80	39,78	40,97	38,20
Al ₂ O ₃	31,79	31,93	32,52	31,89	27,76	22,13	27,60	26,73	20,03	32,48	32,54	31,57	32,28	31,34	32,89	32,66
TiO ₂	0,15	0,16	0,22	0,23	0,26	0,14	0,04	0,10	0,00	0,25	0,08	0,13	0,16	0,10	0,11	0,00
FeO	9,16	8,99	9,21	9,89	6,24	5,35	7,02	7,78	9,73	4,99	5,48	5,94	5,77	5,36	5,84	16,11
MnO	0,06	0,06	0,18	0,16	0,07	0,14	0,05	0,02	0,06	0,03	0,11	0,03	0,19	0,04	0,06	0,00
MgO	7,65	7,40	7,74	7,36	7,38	5,68	6,92	7,49	2,94	7,71	9,16	9,36	10,13	8,87	9,08	3,51
CaO	0,00	0,03	0,07	0,05	0,02	0,07	0,04	0,08	0,00	0,04	0,03	0,03	0,06	0,08	0,08	0,00
Na ₂ O	0,05	0,06	0,06	0,05	0,13	0,03	0,41	0,69	0,00	0,05	0,10	0,00	0,04	0,02	0,05	0,00
K ₂ O	0,21	0,47	0,42	0,19	0,06	0,04	0,35	0,06	0,00	0,05	0,08	0,04	0,00	0,04	0,02	0,00
F-	1,98	2,06	2,33	2,17	0,64	0,47	0,28	0,17	0,00	0,25	0,00	0,00	0,58	0,37	0,00	0,05
Tot. óxidos	89,04	90,33	92,63	90,19	90,87	89,40	97,21	90,30	92,70	89,17	88,43	86,12	89,01	85,99	89,11	90,48
Si	2,003	2,042	2,031	1,999	2,472	2,921	2,621	2,426	3,118	2,220	2,089	2,046	2,027	2,101	2,081	2,002
Al	1,979	1,989	1,975	1,970	1,985	1,986	1,979	1,913	1,968	2,080	2,014	1,984	1,964	2,012	2,015	2,014
Ti	0,006	0,006	0,009	0,009	0,012	0,008	0,002	0,004	0,000	0,010	0,003	0,005	0,006	0,004	0,004	0,000
Fe+2	0,391	0,397	0,389	0,413	0,317	0,340	0,357	0,317	0,636	0,227	0,241	0,253	0,212	0,244	0,254	0,705
Fe+3#	0,014	0,000	0,008	0,021	0,000	0,001	0,000	0,079	0,042	0,000	0,000	0,012	0,037	0,000	0,000	0,000
Mn	0,003	0,003	0,008	0,007	0,004	0,009	0,003	0,001	0,004	0,002	0,005	0,001	0,008	0,002	0,002	0,000
Mg	0,602	0,583	0,595	0,575	0,667	0,645	0,628	0,678	0,365	0,624	0,717	0,744	0,779	0,721	0,704	0,274
Ca	0,000	0,002	0,004	0,003	0,002	0,006	0,003	0,005	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,005	0,000
Na	0,002	0,003	0,003	0,003	0,008	0,003	0,024	0,041	0,000	0,003	0,005	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000
K	0,007	0,016	0,014	0,006	0,002	0,002	0,014	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
F-	0,329	0,340	0,375	0,359	0,103	0,078	0,042	0,027	-	0,040	0,000	0,000	0,093	0,062	0,000	0,003
X Fe	0,393	0,404	0,392	0,415	0,321	0,342	0,362	0,318	0,632	0,266	0,250	0,253	0,212	0,253	0,264	0,720
X Mg	0,605	0,593	0,600	0,578	0,676	0,649	0,636	0,681	0,363	0,732	0,745	0,746	0,779	0,746	0,733	0,280
X Mn	0,003	0,003	0,008	0,007	0,004	0,009	0,003	0,001	0,004	0,002	0,005	0,001	0,008	0,002	0,003	0,000

Fe+3 estimado según Theye et al.,(1992)

* La contaminación de SiO₂, que se resuelve calculando los valores de Si de manera independiente.

Análisis químicos representativos de cloritoide

Muestra	MLN-1	VT-1	CBA-4	T-18	T-21	T-22	T-24	T-7	T-873	T-903	ALG-2C	ALG-92	J-2B	RAD-6	921105-10	CONJ-8
NºAnálisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	23,52	24,24	25,45	24,52	25,06	24,34	29,04	24,38	24,24	22,93	25,14	24,54	24,66	23,79	25,04	23,10
Al2O3	40,08	39,14	41,24	40,94	41,33	39,32	30,71	39,41	39,14	37,28	41,75	39,26	40,33	40,88	41,27	33,01
TiO2	0,02	0,10	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06
FeO	24,67	25,24	22,07	20,28	22,51	22,61	18,38	22,07	25,24	24,67	20,30	24,88	23,96	23,74	21,47	21,10
MnO	0,14	0,14	0,09	0,22	0,13	0,24	0,42	0,03	0,14	0,16	0,23	0,25	0,54	0,02	0,34	0,24
MgO	1,76	1,94	4,28	5,12	4,09	4,34	3,41	5,28	1,94	3,49	6,12	2,71	2,10	3,23	4,70	3,53
CaO	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05
Na2O	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01			0,01	0,00	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01			0,04	0,00	0,00
Tot. oxidos	90,30	90,84	93,13	91,13	93,17	90,90	82,12	91,26	90,70	88,53	93,55	91,66	91,61	91,66	92,83	81,09
Si	1,996	2,049	2,054	2,011	2,028	2,031	2,613	2,019	2,051	1,998	2,006	2,051	2,051	1,974	2,026	2,169
Al	4,009	3,899	3,922	3,958	3,942	3,866	3,258	3,848	3,904	3,828	3,926	3,868	3,954	3,999	3,936	3,653
Ti	0,002	0,007	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004
Fe+2	1,751	1,725	1,457	1,356	1,488	1,444	1,220	1,356	1,727	1,565	1,264	1,632	1,667	1,615	1,402	1,428
Fe+3	0,000	0,059	0,033	0,036	0,036	0,134	0,163	0,173	0,059	0,232	0,090	0,107	0,000	0,033	0,050	0,228
Mn	0,010	0,010	0,006	0,016	0,009	0,017	0,032	0,002	0,010	0,012	0,016	0,018	0,038	0,001	0,023	0,019
Mg	0,222	0,244	0,514	0,626	0,493	0,539	0,458	0,652	0,245	0,453	0,728	0,338	0,260	0,399	0,567	0,494
Ca	0,004	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,005
Na	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
% Fe	88,310	87,153	73,675	67,880	74,779	72,184	71,353	67,460	87,143	77,091	62,961	82,117	84,831	80,134	70,365	73,583
% Mg	11,197	12,344	26,021	31,340	24,790	26,969	26,757	32,428	12,351	22,327	36,255	16,991	13,240	19,807	28,464	25,430
% Mn	0,493	0,503	0,304	0,779	0,431	0,848	1,890	0,112	0,506	0,582	0,785	0,892	1,929	0,059	1,171	0,988

Calculo del Fe+3 según Chopin et al., 1992.

Ecuación es: $(2-M3+) = 2*(1-M2+)$

cloritoide

Análisis químicos representativos de cloritoide

Muestra	GU-92	JAL-2	LTE-3	LTE-5B	MQM-3	OTIV-903B	OTIV-903D	SAL-34	SAL-37	SAL-56	SAL-60	SAL-61	TV-261D	TV-267	TV-267D	
NºAnálisis	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	21,96	24,57	24,79	24,43	24,46	24,37	23,73	23,75	24,29	24,94	24,26	30,48	25,13	25,20	24,42	24,53
Al ₂ O ₃	37,71	41,31	41,12	40,22	40,34	38,92	38,70	38,24	39,92	41,75	38,54	44,90	41,00	41,52	39,78	40,39
TiO ₂	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,49	0,12	0,00	0,00	0,06	0,00	0,34	0,00	0,22
FeO	21,84	21,76	19,72	20,84	24,39	20,62	22,50	24,73	23,26	20,58	22,03	17,51	18,30	19,23	20,42	18,21
MnO	0,44	0,17	0,31	0,32	0,07	0,37	0,31	0,19	0,10	0,16	0,44	0,56	1,34	0,35	0,21	0,24
MgO	3,84	4,41	5,97	4,17	2,43	4,79	3,51	1,73	3,58	5,21	4,22	6,34	5,20	5,19	4,75	6,52
CaO	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,06	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,02
Na ₂ O	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
Tot. óxidos	85,90	92,29	91,95	90,00	91,69	89,28	88,78	89,27	91,34	92,66	89,49	99,90	90,96	91,86	89,63	90,17
Si	1,951	2,004	2,010	2,037	2,034	2,052	2,031	2,045	2,020	2,011	2,054	2,216	2,053	2,037	2,042	2,017
Al	3,949	3,969	3,929	3,953	3,953	3,862	3,904	3,881	3,913	3,968	3,846	3,847	3,946	3,955	3,919	3,912
Ti	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,032	0,008	0,000	0,000	0,003	0,000	0,020	0,000	0,013
Fe+2	1,496	1,452	1,260	1,441	1,679	1,352	1,525	1,730	1,543	1,361	1,426	1,065	1,248	1,300	1,377	1,178
Fe+3	0,127	0,031	0,077	0,012	0,017	0,099	0,086	0,051	0,075	0,027	0,134	0,000	0,001	0,000	0,050	0,074
Mn	0,033	0,012	0,021	0,023	0,005	0,027	0,022	0,014	0,007	0,011	0,032	0,035	0,093	0,024	0,015	0,016
Mg	0,509	0,536	0,721	0,519	0,301	0,602	0,448	0,222	0,444	0,626	0,533	0,687	0,633	0,625	0,592	0,799
Ca	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,005	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,001
Na	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
% Fe	73,411	72,607	62,936	72,687	84,577	68,274	76,438	87,983	77,365	68,113	71,648	59,601	63,243	66,711	69,388	59,083
% Mg	24,967	26,803	36,011	26,162	15,172	30,383	22,453	11,308	22,271	31,330	26,767	38,462	32,046	32,063	29,852	40,093
% Mn	1,621	0,590	1,053	1,151	0,251	1,343	1,109	0,709	0,364	0,557	1,586	1,937	4,711	1,226	0,760	0,824

Calculo del Fe+3 según Chopin et al.,1992.

Ecuación es: $(2 \cdot M3+) = 2 \cdot (1 - M2+)$

Análisis químicos representativos de cloritas

Muestra	CBA-4	LANJ-1	LANJ-87	MOT-1	SJA-2	T-11	T-18	T-21	T-22	T-24	T-7	T-873	T-874	T-903	MLN-1	VT-1
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	25,62	27,93	27,05	25,97	26,62	25,96	25,25	25,88	25,04	26,64	24,76	24,18	24,62	29,41	25,20	24,82
Al ₂ O ₃	23,03	22,99	22,45	21,75	18,17	23,28	23,58	23,28	21,95	24,57	22,92	22,69	20,73	22,78	22,30	23,04
TiO ₂	0,09	0,05	0,00	0,09	0,20	0,07	0,00	0,04	0,04	0,09	0,01	0,06	0,12	0,06	0,16	0,01
FeO	16,78	15,53	19,43	17,29	19,86	12,65	17,74	18,51	16,90	16,40	15,48	30,33	31,71	18,57	23,20	26,38
MnO	0,07	0,15	0,11	0,11	0,25	0,02	0,04	0,03	0,03	0,17	0,20	0,05	0,55	0,04	0,19	0,03
MgO	19,07	20,33	18,59	18,49	17,95	20,82	19,28	18,15	17,21	19,27	19,01	9,57	9,15	18,92	16,90	13,07
Tot. Oxidos	84,67	86,98	87,62	83,70	83,04	82,81	85,89	85,89	81,16	87,13	82,39	86,88	86,88	89,77	87,95	87,36
Si	2,663	2,790	2,731	2,740	2,876	2,695	2,601	2,672	2,721	2,672	2,633	2,637	2,638	2,878	2,616	2,633
Al	2,821	2,707	2,671	2,704	2,314	2,849	2,863	2,832	2,813	2,905	2,873	2,916	2,617	2,627	2,728	2,879
Ti	0,007	0,004	0,000	0,007	0,016	0,005	0,000	0,003	0,003	0,007	0,001	0,005	0,009	0,004	0,012	0,001
Fe	1,459	1,297	1,641	1,526	1,794	1,098	1,528	1,598	1,536	1,376	1,377	2,766	2,841	1,520	2,014	2,340
Mn	0,006	0,013	0,010	0,010	0,023	0,002	0,003	0,003	0,003	0,014	0,018	0,005	0,050	0,003	0,017	0,003
Mg	2,956	3,027	2,798	2,908	2,892	3,222	2,961	2,793	2,788	2,881	3,014	1,555	1,462	2,760	2,615	2,067
X Fe	0,330	0,299	0,369	0,343	0,381	0,254	0,340	0,364	0,355	0,322	0,312	0,639	0,653	0,355	0,433	0,531
X Mg	0,669	0,698	0,629	0,654	0,614	0,745	0,659	0,636	0,644	0,675	0,684	0,359	0,336	0,644	0,563	0,469
X Mn	0,001	0,003	0,002	0,002	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,004	0,001	0,011	0,001	0,004	0,001

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 14 oxígenos

Todo el Fe es considerado como Fe⁺²

clorita

Análisis químicos representativos de cloritas

Muestra	930314-1	921105-10	93325-3	ALHA-878	CONJ-8	JAL-2	JAL-41	OTV-3D	SAL-1C	SAL-52	SAL-60	SAL-61	TV-261	TV-262	TV-267D
Nº análisis	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	26,21	26,24	24,13	26,03	27,15	25,17	27,03	26,16	27,37	26,07	28,00	26,48	29,86	25,66	26,91
Al ₂ O ₃	23,45	24,75	20,28	24,69	23,40	23,86	24,50	23,49	25,58	23,48	23,92	24,91	24,86	25,04	23,27
TiO ₂	0,03	0,00	0,06	0,00	0,10	0,10	0,05	0,05	0,06	0,06	0,00	0,03	0,10	0,03	0,06
FeO	17,73	15,34	18,87	21,67	17,16	16,53	12,47	13,88	12,82	17,04	13,11	15,69	12,14	14,95	13,05
MnO	0,19	0,10	0,13	0,66	0,15	0,11	0,06	0,03	0,14	0,12	0,03	0,02	0,23	0,41	0,08
MgO	19,70	20,10	17,49	14,37	20,70	19,42	22,50	20,02	23,32	18,93	21,97	21,03	18,52	20,25	22,15
Tot. Oxidos	87,31	86,53	80,94	87,43	88,66	85,19	86,61	83,64	89,30	85,69	87,03	88,15	85,71	86,35	85,51
Si	2,652	2,639	2,674	2,653	2,691	2,597	2,675	2,702	2,631	2,672	2,759	2,618	2,941	2,589	2,709
Al	2,796	2,934	2,648	2,965	2,734	2,902	2,857	2,858	2,897	2,837	2,777	2,903	2,887	2,978	2,762
Ti	0,002	0,000	0,005	0,000	0,007	0,007	0,004	0,004	0,005	0,004	0,000	0,002	0,007	0,003	0,005
Fe	1,500	1,290	1,749	1,847	1,423	1,426	1,032	1,199	1,031	1,461	1,080	1,297	1,000	1,262	1,098
Mn	0,016	0,008	0,012	0,057	0,012	0,009	0,005	0,003	0,011	0,010	0,003	0,001	0,019	0,035	0,007
Mg	2,971	3,015	2,889	2,183	3,060	2,988	3,319	3,082	3,341	2,893	3,227	3,099	2,719	3,046	3,324
X Fe	0,334	0,299	0,376	0,452	0,317	0,322	0,237	0,280	0,235	0,335	0,251	0,295	0,268	0,291	0,248
X Mg	0,662	0,699	0,621	0,534	0,681	0,675	0,762	0,719	0,762	0,663	0,749	0,705	0,727	0,701	0,751
X Mn	0,004	0,002	0,003	0,014	0,003	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,005	0,008	0,001

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 14 oxígenos

Todo el Fe es considerado como Fe+2

Análisis químicos representativos de sudoita

Muestra Nº Análisis	TV-261									930314-1						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	32,87	33,72	33,58	34,87	34,19	31,25	32,74	32,23	31,98	32,42	32,64	32,31	32,62	32,79	33,08	33,08
Al ₂ O ₃	34,54	33,76	34,77	34,17	31,00	31,32	33,91	31,85	31,74	31,77	31,45	31,26	33,24	33,00	32,71	33,38
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,06	0,07	0,07	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,08
FeO	6,00	5,40	6,03	4,49	5,30	5,69	4,88	7,30	6,39	7,45	6,68	7,41	6,12	6,00	6,11	6,14
MnO	0,04	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,05	0,01	0,06	0,01	0,00	0,05	0,05
MgO	14,98	13,09	14,44	14,17	12,91	13,61	15,07	13,95	15,40	14,85	14,67	14,80	14,27	14,89	14,55	14,51
CaO	0,07	0,06	0,02	0,05	0,23	0,13	0,14	0,06	0,03	0,04	0,02	0,07	0,05	0,04	0,06	0,05
Na ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03
K ₂ O	0,02	0,07	0,02	0,08	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,02	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04
Tot. Oxidos	89,19	86,35	89,87	88,23	83,82	82,29	87,11	85,60	85,89	86,69	85,62	86,01	86,54	86,92	86,73	87,40
Si	2,981	3,119	3,025	3,141	3,253	3,055	3,010	3,052	3,015	3,036	3,079	3,049	3,033	3,034	3,068	3,043
Al	3,692	3,680	3,691	3,628	3,476	3,609	3,673	3,554	3,527	3,507	3,496	3,478	3,643	3,598	3,576	3,619
Ti	0,000	0,001	0,000	0,005	0,001	0,004	0,005	0,005	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,005
Fe	0,455	0,418	0,454	0,338	0,422	0,465	0,375	0,578	0,504	0,583	0,527	0,585	0,476	0,464	0,474	0,473
Mn	0,003	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,004	0,001	0,005	0,001	0,000	0,004	0,004
Mg	2,026	1,805	1,938	1,903	1,832	1,983	2,066	1,969	2,165	2,072	2,063	2,082	1,978	2,054	2,011	1,989
Ca	0,006	0,006	0,002	0,005	0,023	0,014	0,013	0,006	0,003	0,004	0,002	0,007	0,005	0,004	0,006	0,005
Na	0,001	0,001	0,002	0,004	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,005	0,002	0,002	0,003
K	0,001	0,004	0,001	0,005	0,002	0,003	0,004	0,001	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002
X Fe	0,183	0,188	0,189	0,151	0,187	0,190	0,154	0,227	0,188	0,219	0,203	0,219	0,194	0,184	0,190	0,192
X Mg	0,816	0,812	0,808	0,848	0,813	0,810	0,846	0,773	0,810	0,779	0,796	0,779	0,806	0,816	0,808	0,807
X Mn	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002

Cálculos de la fórmula estructural sobre la base de 14 oxígenos

Todo el Fe considerado como Fe⁺²

Análisis químicos representativos de cookeita

Muestra	CBA-4		JOY-1B		LTE-5		CAL-1A		SAL-61		TV-261		TV-268S	
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	37,31	35,77	36,70	36,25	37,00	41,31	37,50	38,93	38,23	39,23	37,50	38,05	38,04	40,54
Al2O3	46,67	46,40	48,02	48,10	48,07	44,01	47,04	48,03	45,36	43,49	46,65	47,17	46,79	47,07
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,79	0,53	0,46	0,58	0,37	0,78	0,49	0,40	0,79	1,15	0,61	0,59	0,84	0,79
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,06	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,60	0,51	0,31	0,46	0,12	1,10	0,20	0,10	0,97	1,36	1,11	1,23	1,69	1,03
CaO	0,05	0,00	0,07	0,17	0,02	0,36	0,02	0,07	0,07	0,14	0,07	0,05	0,05	0,20
Na2O	0,08	0,06	0,01	0,03	0,03	0,09	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,08	0,11	0,04
K2O	0,40	0,15	0,00	0,02	0,00	0,37	0,36	0,00	0,10	0,14	0,40	0,32	0,35	0,06
Tot. Óxidos	85,89	83,43	85,60	85,60	85,60	88,08	85,69	87,56	85,60	85,60	86,38	87,52	87,86	89,74
Si	3,169	3,119	3,112	3,080	3,131	3,418	3,183	3,218	3,248	3,340	3,169	3,172	3,168	3,283
Al	4,673	4,770	4,798	4,817	4,794	4,292	4,706	4,678	4,542	4,365	4,647	4,636	4,593	4,492
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe+2	0,056	0,039	0,032	0,041	0,026	0,054	0,034	0,028	0,056	0,082	0,043	0,041	0,058	0,054
Mn	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,004	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,076	0,067	0,039	0,058	0,015	0,136	0,026	0,013	0,123	0,173	0,140	0,153	0,210	0,125
Ca	0,004	0,000	0,006	0,015	0,002	0,032	0,002	0,006	0,006	0,013	0,006	0,004	0,004	0,017
Na	0,013	0,011	0,002	0,004	0,004	0,015	0,006	0,002	0,004	0,004	0,006	0,013	0,017	0,006
K	0,043	0,017	0,000	0,002	0,000	0,039	0,039	0,000	0,011	0,015	0,043	0,035	0,037	0,006
Li#	0,976	0,974	0,999	0,994	1,003	0,947	0,974	0,997	0,986	0,981	0,951	0,954	0,947	0,987
Al tetr	0,827	0,881	0,888	0,920	0,869	0,582	0,814	0,782	0,752	0,660	0,831	0,828	0,832	0,717
Al oct	3,851	3,889	3,909	3,897	3,927	3,710	3,895	3,896	3,790	3,705	3,817	3,808	3,762	3,775
Si/Al	0,678	0,654	0,649	0,639	0,653	0,796	0,676	0,688	0,715	0,765	0,682	0,684	0,690	0,731
Sum Oct	4,989	4,997	4,990	5,012	4,971	4,937	4,960	4,943	4,982	4,978	5,007	5,010	5,036	4,971
Sum alc	1,001	1,002	1,001	1,001	1,001	1,001	1,000	1,000	1,002	1,001	1,000	1,001	1,001	1,000

Formula estructural calculada sobre la base de 14 oxigenos

#Li estimado teniendo en cuenta que la suma de alcalinos debe ser 1.

Análisis químicos representativos de mica en las filitas

Muestra	930314-1	MLN-1A	ALME-1	HDB-2	JOY-1B	LANJ-1	921105-10	OTV-2B	OTV-2C	SAL-11	SAL-37	SAL-60				
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	49,16	45,25	46,79	49,62	51,59	46,55	46,25	47,77	48,80	47,31	42,57	40,78	46,87	45,24	47,91	45,84
Al2O3	36,25	35,08	34,63	34,16	34,81	37,39	34,11	33,79	35,31	33,95	41,97	43,79	34,73	35,98	36,47	41,55
TiO2	0,18	0,15	0,07	0,12	0,03	0,05	0,10	0,07	1,18	0,19	0,00	0,07	0,05	0,10	0,07	0,02
MgO	0,64	0,60	0,50	1,06	1,22	0,17	0,71	0,70	0,82	0,55	0,22	0,31	0,46	0,54	0,57	0,33
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,00
FeO	1,80	2,54	2,37	0,23	0,39	1,17	2,12	1,74	1,38	2,53	0,60	0,53	1,43	1,97	1,70	1,38
CaO	0,02	0,19	0,06	0,00	0,02	0,09	0,00	0,02	0,08	0,20	4,11	5,49	0,34	0,99	0,04	2,04
Na2O	1,36	2,05	1,52	0,29	0,26	2,32	1,21	0,83	2,35	1,55	3,75	3,81	1,81	2,13	0,84	1,16
K2O	8,34	6,55	7,60	9,08	8,14	7,24	7,99	7,71	6,77	7,94	1,16	0,76	7,30	6,94	8,80	3,79
F-	0,32	0,18	0,00	0,50	0,67	0,00	0,14	0,25	0,17	0,18	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,07
Tot.Oxidos	98,08	92,59	93,53	95,07	97,12	94,99	92,62	92,90	96,84	94,40	94,38	95,71	93,02	93,92	96,44	96,16
Si	3,148	3,070	3,137	3,256	3,292	3,057	3,140	3,211	3,142	3,161	2,772	2,638	3,145	3,029	3,115	2,923
Al iv	0,852	0,930	0,863	0,744	0,708	0,943	0,860	0,789	0,858	0,839	1,228	1,362	0,855	0,971	0,885	1,077
Alvi	1,883	1,875	1,873	1,897	1,910	1,950	1,869	1,888	1,821	1,834	1,992	1,977	1,891	1,869	1,910	2,044
Ti	0,008	0,007	0,003	0,006	0,001	0,002	0,005	0,004	0,057	0,010	0,000	0,003	0,003	0,005	0,003	0,001
Fe#	0,096	0,144	0,133	0,013	0,021	0,064	0,120	0,098	0,074	0,141	0,033	0,029	0,080	0,110	0,093	0,073
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000
Mg	0,061	0,060	0,050	0,104	0,116	0,016	0,072	0,070	0,078	0,054	0,021	0,029	0,046	0,054	0,055	0,031
Sum. Oct.	2,049	2,087	2,059	2,019	2,049	2,034	2,066	2,061	2,031	2,040	2,046	2,039	2,022	2,040	2,062	2,150
Na	0,169	0,270	0,198	0,037	0,033	0,295	0,159	0,108	0,293	0,201	0,473	0,477	0,235	0,277	0,106	0,143
Ca	0,001	0,014	0,004	0,000	0,001	0,006	0,000	0,001	0,005	0,015	0,287	0,380	0,024	0,071	0,003	0,140
K	0,681	0,567	0,650	0,760	0,662	0,606	0,692	0,662	0,556	0,677	0,096	0,063	0,625	0,593	0,730	0,308
Suma XII	0,852	0,851	0,852	0,797	0,696	0,908	0,851	0,771	0,854	0,892	0,856	0,921	0,884	0,941	0,839	0,590
F	0,049	0,030	0,000	0,081	0,105	0,000	0,022	0,042	0,026	0,029	0,000	0,035	0,000	0,000	0,000	0,014
Ms	0,429	0,366	0,410	0,496	0,490	0,373	0,437	0,452	0,346	0,402	0,068	0,043	0,380	0,350	0,474	0,306
Pg	0,199	0,317	0,232	0,046	0,047	0,325	0,186	0,141	0,343	0,225	0,553	0,518	0,266	0,294	0,127	0,242
Mrg	0,002	0,016	0,005	0,000	0,001	0,007	0,000	0,001	0,006	0,016	0,335	0,413	0,027	0,075	0,004	0,236
Cel	0,370	0,300	0,353	0,458	0,462	0,295	0,377	0,406	0,305	0,357	0,044	0,025	0,327	0,280	0,396	0,215

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 11 oxígenos.

Todo el Fe se considera Fe+2

Análisis químicos representativos de mica en los esquistos y gneises

Muestra	CLA-19		CLAB-6A	CES-3	CLA-9			I2M-8	9	CJ-21C	GG-2	GG-26B	RAD-6	14	MQM-3	16
NºAnálisis	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	15	16		
SiO2	48,04	47,08	45,91	46,77	48,52	50,83	47,85	48,26	50,17	46,76	46,79	45,16	42,14	48,20	47,30	47,94
Al2O3	36,04	32,37	34,44	32,63	35,31	34,71	26,98	28,62	29,96	36,57	37,32	34,44	35,50	35,77	35,22	35,47
TiO2	1,36	0,18	0,36	0,36	0,94	0,87	0,35	0,34	0,29	0,33	0,50	0,17	0,14	0,33	0,34	0,35
MgO	0,74	1,39	0,87	1,15	1,00	0,71	2,65	2,16	1,00	0,71	0,30	1,61	0,42	1,01	0,89	0,89
MnO	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00
FeO	2,27	3,97	0,96	2,18	1,99	2,09	4,85	4,00	2,67	1,94	0,97	3,08	3,50	1,34	1,04	1,45
CaO	0,10	0,10	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,80	0,02	0,00	0,26	0,03	0,07	0,03
Na2O	0,37	0,11	0,48	0,55	0,58	0,51	0,42	0,44	0,51	0,94	0,55	0,42	4,48	1,25	1,26	1,18
K2O	10,14	10,51	10,69	10,37	9,36	9,71	8,91	9,22	8,07	8,34	8,92	10,25	3,54	8,53	8,41	8,74
F-	0,00	0,05	0,00	0,00	0,18	0,29	0,22	0,09	0,28	0,17	0,23	0,09	0,05	0,37	0,32	0,30
Tot.Oxidos	99,07	95,81	93,70	94,07	97,96	99,76	92,24	93,13	92,99	96,59	95,62	95,30	90,11	96,84	94,87	96,36
Si	3,194	3,158	3,105	3,122	3,128	3,216	3,331	3,308	3,209	3,064	3,114	3,175	3,147	3,293	3,292	3,309
Al iv	0,806	0,842	0,895	0,878	0,872	0,784	0,669	0,692	0,791	0,936	0,886	0,825	0,853	0,707	0,708	0,691
Alvi	1,814	1,717	1,851	1,909	1,810	1,804	1,544	1,619	1,870	1,885	1,862	1,846	1,848	1,937	1,936	1,905
Ti	0,019	0,009	0,019	0,005	0,046	0,041	0,018	0,017	0,000	0,002	0,002	0,005	0,004	0,000	0,000	0,005
Fe#	0,133	0,223	0,054	0,100	0,107	0,111	0,282	0,229	0,086	0,093	0,100	0,121	0,123	0,045	0,045	0,039
Mn	0,004	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,007	0,007	0,002
Mg	0,078	0,139	0,088	0,063	0,096	0,067	0,275	0,220	0,069	0,043	0,063	0,076	0,079	0,042	0,042	0,122
Sum. Oct.	2,048	2,090	2,011	2,078	2,061	2,025	2,120	2,086	2,033	2,022	2,028	2,049	2,053	2,032	2,031	2,072
Na	0,086	0,015	0,063	0,151	0,072	0,063	0,057	0,059	0,200	0,323	0,205	0,124	0,128	0,182	0,183	0,420
Ca	0,001	0,007	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,017	0,000	0,002	0,002	0,002	0,011
K	0,764	0,899	0,922	0,639	0,770	0,784	0,791	0,807	0,644	0,664	0,724	0,745	0,758	0,521	0,521	0,192
Suma XII	0,851	0,921	0,985	0,794	0,846	0,847	0,848	0,865	0,846	0,993	0,946	0,870	0,888	0,705	0,706	0,623
F	0,000	0,008	0,000	0,004	0,028	0,045	0,037	0,014	0,000	0,006	0,057	0,000	0,000	0,059	0,000	0,115
Ms	0,469	0,507	0,507	0,438	0,486	0,479	0,438	0,450	0,400	0,369	0,413	0,453	0,456	0,382	0,382	0,158
Pg	0,101	0,016	0,064	0,191	0,085	0,074	0,067	0,068	0,236	0,325	0,217	0,143	0,144	0,258	0,259	0,674
Mrg	0,001	0,008	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,018	0,000	0,002	0,002	0,003	0,017
Cel	0,429	0,469	0,430	0,368	0,425	0,447	0,495	0,482	0,362	0,300	0,351	0,404	0,398	0,357	0,356	0,151

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 11 oxígenos.

Todo el Fe se considera Fe+2

Análisis químicos representativos de biotita

Muestra Nº análisis	CLA-19		IZM-8		GG-2		GG-26B		GG-27		GG-4		ALN-1A			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	35,68	35,18	35,13	34,96	34,69	33,36	35,14	35,14	36,31	37,13	36,91	36,81	35,86	34,77	35,14	34,47
Al ₂ O ₃	19,97	19,36	19,34	20,09	20,13	20,72	17,87	16,88	17,71	17,89	17,55	16,09	16,03	19,84	20,84	19,45
TiO ₂	3,46	3,93	2,07	1,68	2,66	2,10	4,31	6,21	1,32	0,98	2,90	2,84	2,65	2,84	2,01	2,73
MgO	8,81	7,95	7,78	8,15	5,80	5,26	10,51	8,82	11,47	13,43	13,82	9,93	9,23	6,34	7,43	6,43
MnO	0,01	0,07	0,00	0,04	0,11	0,15	0,20	0,02	0,10	0,04	0,00	0,17	0,19	0,11	0,09	0,00
FeO	17,52	18,07	20,12	21,48	22,71	22,54	16,08	19,43	18,67	16,13	14,90	21,32	22,21	22,30	20,98	21,78
CaO	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,13	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,11	0,47	0,01	0,02	0,02
Na ₂ O	0,25	0,18	0,25	0,14	0,20	0,16	0,11	0,18	0,14	0,20	0,26	0,20	0,17	0,16	0,31	0,14
K ₂ O	10,15	9,99	8,64	9,53	8,54	7,26	8,99	9,01	8,97	8,94	8,75	8,40	6,36	8,97	8,84	8,53
F-			0,29	0,54	0,25	0,24	0,00	0,14	0,45	0,38	0,37	0,38	0,43	0,19	0,32	0,00
Total	95,85	94,75	93,63	96,65	95,13	91,92	93,23	95,85	95,16	95,13	95,49	96,24	93,59	95,52	96,00	93,54
Si	5,363	5,371	5,452	5,327	5,360	5,309	5,387	5,339	5,525	5,564	5,482	5,594	5,585	5,351	5,339	5,385
Al iv	2,637	2,629	2,548	2,673	2,640	2,691	2,613	2,661	2,475	2,436	2,518	2,406	2,415	2,649	2,661	2,615
Alvi	0,900	0,855	0,989	0,936	1,027	1,194	0,615	0,361	0,701	0,725	0,554	0,476	0,527	0,949	1,070	0,967
Ti	0,391	0,452	0,241	0,193	0,309	0,252	0,497	0,710	0,151	0,110	0,324	0,324	0,310	0,328	0,230	0,320
Fe#	2,202	2,307	2,611	2,738	2,935	3,000	2,062	2,468	2,376	2,021	1,850	2,709	2,892	2,870	2,666	2,846
Mn	0,002	0,010	0,000	0,005	0,015	0,020	0,026	0,003	0,013	0,005	0,000	0,021	0,025	0,014	0,012	0,000
Mg	1,974	1,809	1,800	1,852	1,337	1,248	2,403	1,997	2,602	3,001	3,059	2,249	2,144	1,454	1,682	1,497
Sum. Oct.	5,469	5,432	5,642	5,723	5,623	5,713	5,604	5,539	5,844	5,862	5,788	5,780	5,899	5,615	5,659	5,630
Na	0,073	0,052	0,076	0,040	0,059	0,050	0,032	0,052	0,040	0,057	0,076	0,058	0,051	0,048	0,092	0,042
Ca	0,000	0,004	0,003	0,006	0,003	0,022	0,003	0,003	0,002	0,000	0,004	0,018	0,078	0,002	0,004	0,003
K	1,945	1,947	1,711	1,853	1,684	1,474	1,758	1,746	1,740	1,709	1,657	1,628	1,263	1,761	1,714	1,700
Suma XII	2,018	2,003	1,790	1,899	1,746	1,545	1,792	1,801	1,782	1,766	1,737	1,704	1,392	1,811	1,809	1,744
F	0,000	0,000	0,048	0,089	0,043	0,041	0,000	0,024	0,074	0,062	0,059	0,062	0,072	0,033	0,053	0,000
XAlvi	0,165	0,158	0,175	0,164	0,183	0,210	0,110	0,065	0,120	0,124	0,096	0,083	0,090	0,169	0,190	0,172
XTi	0,072	0,083	0,043	0,034	0,055	0,044	0,089	0,128	0,028	0,019	0,056	0,056	0,053	0,059	0,041	0,057
Xann	0,403	0,425	0,463	0,479	0,523	0,527	0,370	0,446	0,408	0,345	0,320	0,470	0,492	0,512	0,472	0,505
Xphl	0,361	0,334	0,319	0,324	0,238	0,219	0,431	0,361	0,446	0,512	0,529	0,391	0,365	0,260	0,298	0,266
XMg/Fe	0,473	0,440	0,408	0,404	0,313	0,294	0,538	0,447	0,523	0,598	0,623	0,454	0,426	0,336	0,387	0,345

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 22 oxígenos.

Todo el Fe se considera Fe⁺²

Análisis químicos representativos de granate

Muestra	IZM-8		CLA-19	CLA-22	CLA-6		MQM-3	ALÑ-1		MSA-2	GG-26B	GG-27		RAD-7		
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	37,34	36,36	35,85	35,99	36,99	37,53	37,72	37,55	37,41	37,23	38,44	38,54	39,06	39,16	36,02	36,33
Al ₂ O ₃	22,25	22,24	20,87	23,00	20,76	22,23	21,14	21,17	21,35	22,35	21,72	21,82	22,16	22,15	21,51	21,94
TiO ₂	0,03	0,20	0,14	0,29	0,11	0,15	0,11	0,04	0,00	0,22	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,15
FeO	34,31	34,30	33,73	32,61	34,50	28,77	32,86	34,42	35,38	32,79	30,01	28,99	23,74	24,96	34,66	34,77
MnO	0,51	0,66	0,48	0,87	0,77	0,62	0,31	0,82	1,06	2,37	0,73	2,09	1,29	1,15	0,64	0,58
MgO	3,10	2,90	1,58	1,80	1,68	3,55	2,06	2,16	3,17	2,01	6,58	7,16	8,65	9,10	5,22	5,37
CaO	4,24	4,38	6,48	5,81	5,66	9,06	6,88	4,11	2,84	5,73	3,04	2,24	5,38	3,98	1,47	1,31
ZnO	0,02	0,00		0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00	0,01		
Na ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Tot. Óxidos	101,80	101,04	99,14	100,43	100,57	101,90	101,08	100,31	101,19	102,72	100,53	100,84	100,32	100,53	99,57	100,45
Si	2,941	2,897	2,932	2,878	2,979	2,921	2,994	3,009	2,977	2,922	2,994	2,988	2,987	2,990	2,901	2,894
Al	2,066	2,089	2,012	2,168	1,971	2,040	1,978	2,000	2,002	2,068	1,993	1,994	1,997	1,992	2,041	2,059
Ti	0,002	0,012	0,008	0,017	0,007	0,008	0,007	0,002	0,000	0,013	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,009
Fe+2	2,190	2,147	2,147	2,132	2,254	1,722	2,151	2,307	2,288	2,059	1,931	1,839	1,477	1,556	2,107	2,115
Fe+3#	0,070	0,139	0,160	0,049	0,069	0,151	0,030	0,000	0,066	0,093	0,024	0,040	0,041	0,038	0,227	0,201
Mn	0,034	0,045	0,033	0,059	0,053	0,041	0,021	0,056	0,071	0,157	0,048	0,137	0,084	0,074	0,044	0,039
Mg	0,363	0,344	0,193	0,215	0,202	0,412	0,244	0,258	0,376	0,235	0,764	0,827	0,986	1,036	0,626	0,638
Zn	0,001	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,358	0,374	0,567	0,498	0,489	0,756	0,586	0,353	0,242	0,482	0,253	0,186	0,441	0,326	0,127	0,112
Na	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X Almandín	0,74	0,74	0,73	0,73	0,75	0,59	0,72	0,78	0,77	0,70	0,64	0,62	0,49	0,52	0,73	0,73
X Piropero	0,12	0,12	0,07	0,07	0,07	0,14	0,08	0,09	0,13	0,08	0,26	0,28	0,33	0,35	0,22	0,22
X Espesarti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01
X Grosulari	0,12	0,12	0,18	0,17	0,16	0,24	0,19	0,12	0,08	0,16	0,08	0,06	0,14	0,11	0,04	0,03
X Andradita	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 12 oxígenos
 # Fe+3 estimado por el procedimiento Droop (1982)

Análisis químicos representativos de estaurólita

Muestra Nº Análisis	IZM-8 1	CLA-13 2	CLA-19 3	CLA-22 4	5	SAL-61 6	7	ALN-1A 8	9	MQM-3 10	11	GG-2 12	13	RAD-6 14	15	RAD-7 16
SiO ₂	27,94	27,41	26,18	27,65	27,17	28,14	27,90	27,59	27,74	28,59	28,90	27,63	27,60	27,18	27,12	26,60
Al ₂ O ₃	53,25	54,30	55,33	51,40	56,57	54,45	53,69	53,96	53,96	54,02	54,47	53,05	53,05	54,10	54,54	55,00
TiO ₂	0,55	0,69	0,83	1,10	0,05	0,07	0,07	0,48	0,40	0,39	0,54	0,71	0,72	0,06	0,61	0,60
MgO	1,45	1,63	1,05	1,55	1,66	1,73	1,84	1,21	1,23	1,09	0,91	0,97	0,96	1,59	1,74	1,72
FeO	12,28	10,21	12,10	13,35	4,75	4,44	4,62	11,29	11,51	7,92	7,50	12,41	12,26	12,40	12,27	12,34
Fe ₂ O ₃ (\$)	1,56	1,30	1,53	1,73	0,59	0,56	0,58	1,43	1,46	0,99	0,94	1,58	1,56	1,57	1,56	1,56
MnO	0,05	0,29	0,06	0,03	0,14	0,06	0,03	0,28	0,27	0,06	0,03	0,27	0,30	0,09	0,03	0,09
ZnO	0,30	2,84	0,66	0,62	6,20	8,06	8,08	0,87	0,85	3,77	4,35	0,20	0,23	0,00	0,00	0,00
H ₂ O (\$)	1,57	1,55	1,91	0,69	2,89	2,29	2,12	1,89	1,86	2,31	2,36	1,62	1,65	1,87	1,68	1,73
Tot. Oxidos	97,37	98,67	97,74	97,43	97,13	97,51	96,81	97,10	97,42	96,83	97,64	96,82	96,68	96,98	97,86	97,91
Si (+)	7,869	7,659	7,317	8,005	7,395	7,786	7,818	7,730	7,758	7,917	7,929	7,829	7,824	7,634	7,580	7,433
Al iv	0,131	0,341	0,683	0,000	0,605	0,214	0,182	0,270	0,242	0,083	0,071	0,171	0,176	0,366	0,420	0,567
Sum Z	8,000	8,000	8,000	8,005	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	17,550	17,550	17,550	17,545	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550
Ti	0,116	0,145	0,174	0,240	0,011	0,015	0,015	0,101	0,085	0,082	0,112	0,151	0,153	0,012	0,128	0,127
Fe ₃₊ (#)	0,114	0,094	0,111	0,128	0,043	0,041	0,043	0,104	0,106	0,072	0,068	0,116	0,115	0,115	0,113	0,114
Sum Y	17,780	17,789	17,835	17,913	17,604	17,606	17,608	17,755	17,741	17,704	17,730	17,817	17,818	17,676	17,791	17,790
Mg	0,607	0,678	0,439	0,667	0,672	0,714	0,767	0,503	0,514	0,448	0,374	0,410	0,406	0,667	0,724	0,715
Fe ₂₊	3,147	2,596	3,074	3,526	1,174	1,117	1,176	2,875	2,927	1,991	1,868	3,200	3,159	3,165	3,118	3,135
Mn	0,011	0,069	0,015	0,008	0,032	0,015	0,008	0,066	0,065	0,015	0,007	0,065	0,073	0,022	0,006	0,022
Zn	0,062	0,587	0,136	0,132	1,246	1,646	1,671	0,181	0,175	0,770	0,882	0,042	0,048	0,000	0,000	0,000
Sum X	3,828	3,930	3,664	4,333	3,124	3,492	3,622	3,625	3,681	3,225	3,131	3,717	3,687	3,854	3,849	3,872
H (\$)	3,020	2,971	3,674	1,334	5,536	4,399	4,101	3,656	3,573	4,438	4,507	3,136	3,196	3,617	3,220	3,326
[Al]vi	17,780	17,789	17,835	17,913	17,604	17,606	17,608	17,755	17,741	17,704	17,730	17,817	17,818	17,676	17,791	17,790
[Fe]iv	3,828	3,930	3,664	4,333	3,124	3,492	3,622	3,625	3,681	3,225	3,131	3,717	3,687	3,854	3,849	3,872
XFe	0,825	0,672	0,842	0,815	0,380	0,321	0,325	0,808	0,809	0,620	0,598	0,876	0,874	0,826	0,812	0,814
XMg	0,159	0,176	0,120	0,154	0,217	0,205	0,212	0,141	0,142	0,140	0,120	0,112	0,112	0,174	0,188	0,186
XZn	0,016	0,152	0,037	0,030	0,403	0,473	0,462	0,051	0,048	0,240	0,282	0,011	0,013	0,000	0,000	0,000

Normalizado a 48 Ox. (Holdaway et al., 1986, 1991)

(+) Normalizado (Si+Aliv+Alvi)=25.55

(#) Calculado sobre la base del 3.5% Fe total

(\$) H= 96-Numero Cargas totales

Análisis químicos representativos de granate

Muestra	IZM-8		CLA-19	CLA-22	CLA-6		MQM-3	ALÑ-1		MSA-2	GG-26B		GG-27		RAD-7	
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	37,34	36,36	35,85	35,99	36,99	37,53	37,72	37,55	37,41	37,23	38,44	38,54	39,06	39,16	36,02	36,33
Al ₂ O ₃	22,25	22,24	20,87	23,00	20,76	22,23	21,14	21,17	21,35	22,35	21,72	21,82	22,16	22,15	21,51	21,94
TiO ₂	0,03	0,20	0,14	0,29	0,11	0,15	0,11	0,04	0,00	0,22	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,15
FeO	34,31	34,30	33,73	32,61	34,50	28,77	32,86	34,42	35,38	32,79	30,01	28,99	23,74	24,96	34,66	34,77
MnO	0,51	0,66	0,48	0,87	0,77	0,62	0,31	0,82	1,06	2,37	0,73	2,09	1,29	1,15	0,64	0,58
MgO	3,10	2,90	1,58	1,80	1,68	3,55	2,06	2,16	3,17	2,01	6,58	7,16	8,65	9,10	5,22	5,37
CaO	4,24	4,38	6,48	5,81	5,66	9,06	6,88	4,11	2,84	5,73	3,04	2,24	5,38	3,98	1,47	1,31
ZnO	0,02	0,00		0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00	0,01		
Na ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Tot. Oxidos	101,80	101,04	99,14	100,43	100,57	101,90	101,08	100,31	101,19	102,72	100,53	100,84	100,32	100,53	99,57	100,45
Si	2,941	2,897	2,932	2,878	2,979	2,921	2,994	3,009	2,977	2,922	2,994	2,988	2,987	2,990	2,901	2,894
Al	2,066	2,089	2,012	2,168	1,971	2,040	1,978	2,000	2,002	2,068	1,993	1,994	1,997	1,992	2,041	2,059
Ti	0,002	0,012	0,008	0,017	0,007	0,008	0,007	0,002	0,000	0,013	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,009
Fe+2	2,190	2,147	2,147	2,132	2,254	1,722	2,151	2,307	2,288	2,059	1,931	1,839	1,477	1,556	2,107	2,115
Fe+3#	0,070	0,139	0,160	0,049	0,069	0,151	0,030	0,000	0,066	0,093	0,024	0,040	0,041	0,038	0,227	0,201
Mn	0,034	0,045	0,033	0,059	0,053	0,041	0,021	0,056	0,071	0,157	0,048	0,137	0,084	0,074	0,044	0,039
Mg	0,363	0,344	0,193	0,215	0,202	0,412	0,244	0,258	0,376	0,235	0,764	0,827	0,986	1,036	0,626	0,638
Zn	0,001	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,358	0,374	0,567	0,498	0,489	0,756	0,586	0,353	0,242	0,482	0,253	0,186	0,441	0,326	0,127	0,112
Na	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
X Almandin	0,74	0,74	0,73	0,73	0,75	0,59	0,72	0,78	0,77	0,70	0,64	0,62	0,49	0,52	0,73	0,73
X Piropo	0,12	0,12	0,07	0,07	0,07	0,14	0,08	0,09	0,13	0,08	0,26	0,28	0,33	0,35	0,22	0,22
X Espesarti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01
X Grosulari	0,12	0,12	0,18	0,17	0,16	0,24	0,19	0,12	0,08	0,16	0,08	0,06	0,14	0,11	0,04	0,03
X Andradita	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 12 oxígenos

Fe+3 estimado por el procedimiento Droop (1982)

Análisis químicos representativos de estaurólita

Muestra	IZM-8	CLA-13	CLA-19	CLA-22	SAL-61		ALÑ-1A		MQM-3		GG-2		RAD-6	RAD-7		
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>SiO₂</i>	27,94	27,41	26,18	27,65	27,17	28,14	27,90	27,59	27,74	28,59	28,90	27,63	27,60	27,18	27,12	26,60
<i>Al₂O₃</i>	53,25	54,30	55,33	51,40	56,57	54,45	53,69	53,96	53,96	54,02	54,47	53,05	53,05	54,10	54,54	55,00
<i>TiO₂</i>	0,55	0,69	0,83	1,10	0,05	0,07	0,07	0,48	0,40	0,39	0,54	0,71	0,72	0,06	0,61	0,60
<i>MgO</i>	1,45	1,63	1,05	1,55	1,66	1,73	1,84	1,21	1,23	1,09	0,91	0,97	0,96	1,59	1,74	1,72
<i>FeO</i>	12,28	10,21	12,10	13,35	4,75	4,44	4,62	11,29	11,51	7,92	7,50	12,41	12,26	12,40	12,27	12,34
<i>Fe₂O₃ (\$)</i>	1,56	1,30	1,53	1,73	0,59	0,56	0,58	1,43	1,46	0,99	0,94	1,58	1,56	1,57	1,56	1,56
<i>MnO</i>	0,05	0,29	0,06	0,03	0,14	0,06	0,03	0,28	0,27	0,06	0,03	0,27	0,30	0,09	0,03	0,09
<i>ZnO</i>	0,30	2,84	0,66	0,62	6,20	8,06	8,08	0,87	0,85	3,77	4,35	0,20	0,23	0,00	0,00	0,00
<i>H₂O (\$)</i>	1,57	1,55	1,91	0,69	2,89	2,29	2,12	1,89	1,86	2,31	2,36	1,62	1,65	1,87	1,68	1,73
Tot. Oxidos	97,37	98,67	97,74	97,43	97,13	97,51	96,81	97,10	97,42	96,83	97,64	96,82	96,68	96,98	97,86	97,91
<i>Si (+)</i>	7,869	7,659	7,317	8,005	7,395	7,786	7,818	7,730	7,758	7,917	7,929	7,829	7,824	7,634	7,580	7,433
<i>Al iv</i>	0,131	0,341	0,683	0,000	0,605	0,214	0,182	0,270	0,242	0,083	0,071	0,171	0,176	0,366	0,420	0,567
Sum Z	8,000	8,000	8,000	8,005	8,000											
<i>Al vi</i>	17,550	17,550	17,550	17,545	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550	17,550
<i>Ti</i>	0,116	0,145	0,174	0,240	0,011	0,015	0,015	0,101	0,085	0,082	0,112	0,151	0,153	0,012	0,128	0,127
<i>Fe³⁺ (#)</i>	0,114	0,094	0,111	0,128	0,043	0,041	0,043	0,104	0,106	0,072	0,068	0,116	0,115	0,115	0,113	0,114
Sum Y	17,780	17,789	17,835	17,913	17,604	17,606	17,608	17,755	17,741	17,704	17,730	17,817	17,818	17,676	17,791	17,790
<i>Mg</i>	0,607	0,678	0,439	0,667	0,672	0,714	0,767	0,503	0,514	0,448	0,374	0,410	0,406	0,667	0,724	0,715
<i>Fe²⁺</i>	3,147	2,596	3,074	3,526	1,174	1,117	1,176	2,875	2,927	1,991	1,868	3,200	3,159	3,165	3,118	3,135
<i>Mn</i>	0,011	0,069	0,015	0,008	0,032	0,015	0,008	0,066	0,065	0,015	0,007	0,065	0,073	0,022	0,006	0,022
<i>Zn</i>	0,062	0,587	0,136	0,132	1,246	1,646	1,671	0,181	0,175	0,770	0,882	0,042	0,048	0,000	0,000	0,000
Sum X	3,828	3,930	3,664	4,333	3,124	3,492	3,622	3,625	3,681	3,225	3,131	3,717	3,687	3,854	3,849	3,872
<i>H (\$)</i>	3,020	2,971	3,674	1,334	5,536	4,399	4,101	3,656	3,573	4,438	4,507	3,136	3,196	3,617	3,220	3,326
<i>[Al]vi</i>	17,780	17,789	17,835	17,913	17,604	17,606	17,608	17,755	17,741	17,704	17,730	17,817	17,818	17,676	17,791	17,790
<i>[Fe]iv</i>	3,828	3,930	3,664	4,333	3,124	3,492	3,622	3,625	3,681	3,225	3,131	3,717	3,687	3,854	3,849	3,872
<i>XFe</i>	0,825	0,672	0,842	0,815	0,380	0,321	0,325	0,808	0,809	0,620	0,598	0,876	0,874	0,826	0,812	0,814
<i>XMg</i>	0,159	0,176	0,120	0,154	0,217	0,205	0,212	0,141	0,142	0,140	0,120	0,112	0,112	0,174	0,188	0,186
<i>XZn</i>	0,016	0,152	0,037	0,030	0,403	0,473	0,462	0,051	0,048	0,240	0,282	0,011	0,013	0,000	0,000	0,000

Normalizado a 48 Ox. (Holdaway et al., 1986, 1991)

(+) Normalizado (Si+Aliv+Alvi)=25,55

(#) Calculado sobre la base del 3.5% Fe total

(\$) H= 96-Numero Cargas totales

Análisis químicos representativos de piroxeno

Muestra Nº Análisis	R.BAS-1					CLAB-6A				GG-27						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,79	51,26	52,62	48,63	50,22	51,17	50,69	51,47	51,12	52,53	51,14	50,99	50,89	50,24	51,23	50,95
Al ₂ O ₃	1,42	1,33	1,75	1,98	2,63	1,14	1,91	1,44	0,90	0,56	0,73	0,66	0,35	0,20	0,35	0,43
TiO ₂	0,78	1,12	0,48	0,66	0,91	0,10	0,15	0,05	0,02	0,10	0,10	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
FeO	11,80	14,32	10,17	16,51	10,55	12,92	12,56	12,73	14,74	11,30	29,11	16,70	18,57	20,76	18,15	18,43
MnO	0,23	0,28	0,14	0,11	0,15	0,15	0,08	0,15	0,23	0,47	1,23	0,28	0,25	0,26	0,26	0,26
MgO	15,08	13,82	16,06	12,40	14,76	10,68	10,63	10,80	10,47	12,47	16,09	7,24	6,43	4,86	6,79	6,62
CaO	17,64	17,57	18,38	15,77	17,87	23,32	23,31	23,46	22,42	22,53	1,05	24,29	24,33	24,04	24,27	23,67
ZnO	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Na ₂ O	0,23	0,25	0,40	1,22	0,76	0,16	0,26	0,18	0,19	0,08	0,00	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04
K ₂ O	0,02	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Tot. Oxido	98,99	99,97	100,05	97,33	97,86	99,64	99,58	100,28	100,09	100,04	99,45	100,26	100,89	100,42	101,12	100,44
Si	1,955	1,941	1,952	1,916	1,916	1,962	1,942	1,958	1,964	1,984	1,990	1,983	1,984	1,990	1,987	1,990
Al	0,063	0,059	0,076	0,092	0,118	0,052	0,086	0,064	0,041	0,025	0,033	0,030	0,016	0,009	0,016	0,020
Ti	0,022	0,032	0,013	0,020	0,026	0,003	0,004	0,001	0,001	0,003	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe+3#	0,000	0,021	0,037	0,195	0,082	0,047	0,060	0,046	0,067	0,011	0,000	0,008	0,025	0,017	0,017	0,001
Fe+2	0,372	0,432	0,279	0,349	0,255	0,368	0,343	0,359	0,407	0,346	0,947	0,535	0,581	0,670	0,572	0,601
Mn	0,007	0,009	0,005	0,004	0,005	0,005	0,002	0,005	0,007	0,015	0,040	0,009	0,008	0,009	0,009	0,008
Mg	0,848	0,780	0,888	0,728	0,839	0,610	0,607	0,612	0,599	0,702	0,933	0,420	0,374	0,287	0,393	0,385
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,714	0,713	0,731	0,666	0,730	0,958	0,957	0,956	0,923	0,912	0,044	1,012	1,016	1,020	1,009	0,990
Na	0,017	0,019	0,029	0,093	0,056	0,012	0,019	0,014	0,014	0,006	0,000	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003
K	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 6 oxígenos.

Fe+3 calculado mediante el procedimiento de Droop (1982)

Análisis químicos representativos de plagioclasa

Muestra	RBAS-1					SJA-2		CLA-19	CLA-9	IZM-8		SAL-34		GG-27		
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	67,61	68,14	67,21	63,17	67,10	68,33	67,97	58,97	66,73	61,97	64,33	59,64	57,06	54,91	57,13	43,60
Al ₂ O ₃	21,71	21,53	20,38	21,54	18,86	19,36	19,29	25,81	23,69	24,23	22,00	24,69	26,77	29,15	27,59	36,29
FeO	0,82	0,22	0,48	2,33	1,07	0,94	0,08	0,39	0,00	0,17	0,10	0,19	0,72	0,23	0,00	0,00
CaO	0,97	0,35	1,51	0,67	0,07	0,47	0,01	7,92	3,90	4,83	3,07	5,83	4,47	11,31	9,48	20,26
Na ₂ O	11,01	11,81	11,93	8,53	11,39	10,51	11,18	4,70	8,88	8,60	9,88	7,79	6,68	5,21	6,27	0,30
K ₂ O	0,98	0,63	0,32	2,49	0,07	0,12	0,05	0,06	0,07	0,26	0,33	0,10	1,90	0,00	0,30	0,01
Tot. Oxidos	101,30	101,84	101,03	93,91	97,42	98,67	98,45	97,40	103,21	99,63	99,28	97,95	94,96	100,57	100,47	100,45
Si	2,898	2,919	2,918	2,856	2,989	2,996	3,005	2,666	2,837	2,745	2,848	2,696	2,616	2,458	2,547	2,012
Al	1,097	1,087	1,043	1,148	0,990	1,000	1,005	1,375	1,187	1,265	1,148	1,315	1,446	1,538	1,450	1,974
Fe	0,029	0,008	0,017	0,088	0,040	0,035	0,003	0,015	0,000	0,006	0,004	0,007	0,027	0,009	0,000	0,000
Ca	0,045	0,016	0,070	0,033	0,003	0,022	0,000	0,384	0,178	0,229	0,146	0,282	0,219	0,543	0,453	1,002
Na	0,457	0,491	0,502	0,374	0,492	0,447	0,479	0,206	0,366	0,369	0,424	0,341	0,297	0,226	0,271	0,013
K	0,027	0,017	0,009	0,072	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,007	0,009	0,003	0,055	0,000	0,008	0,000
% Anortita	8,90	3,16	12,31	8,01	0,67	4,75	0,06	65,06	32,69	38,28	25,57	45,27	42,50	70,60	62,55	98,68
% Albita	91,10	96,84	87,69	91,99	99,33	95,25	99,94	34,94	67,31	61,72	74,43	54,73	57,50	29,40	37,45	1,32
% Ortosa	5,08	3,27	1,53	15,00	0,41	0,73	0,26	0,30	0,35	1,21	1,61	0,47	9,70	0,00	1,15	0,02

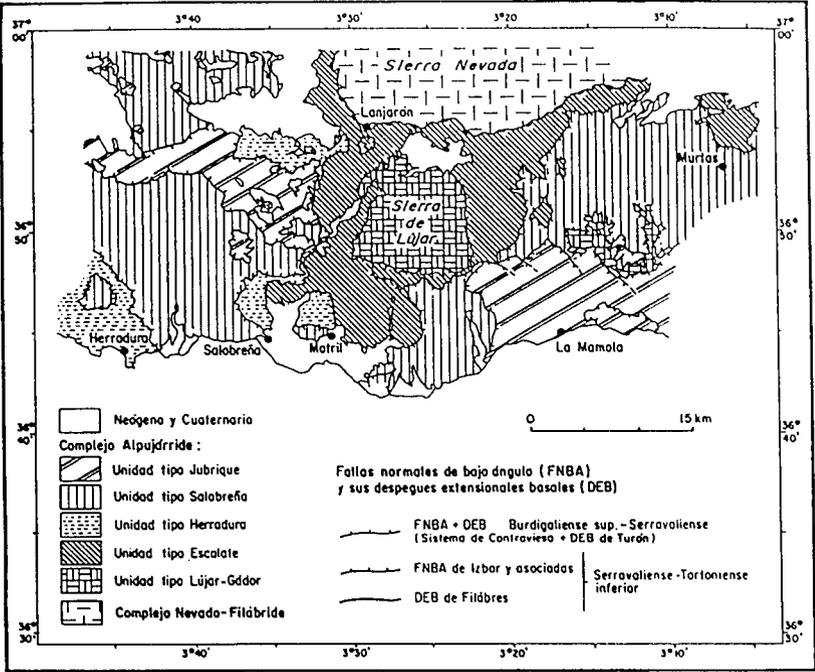
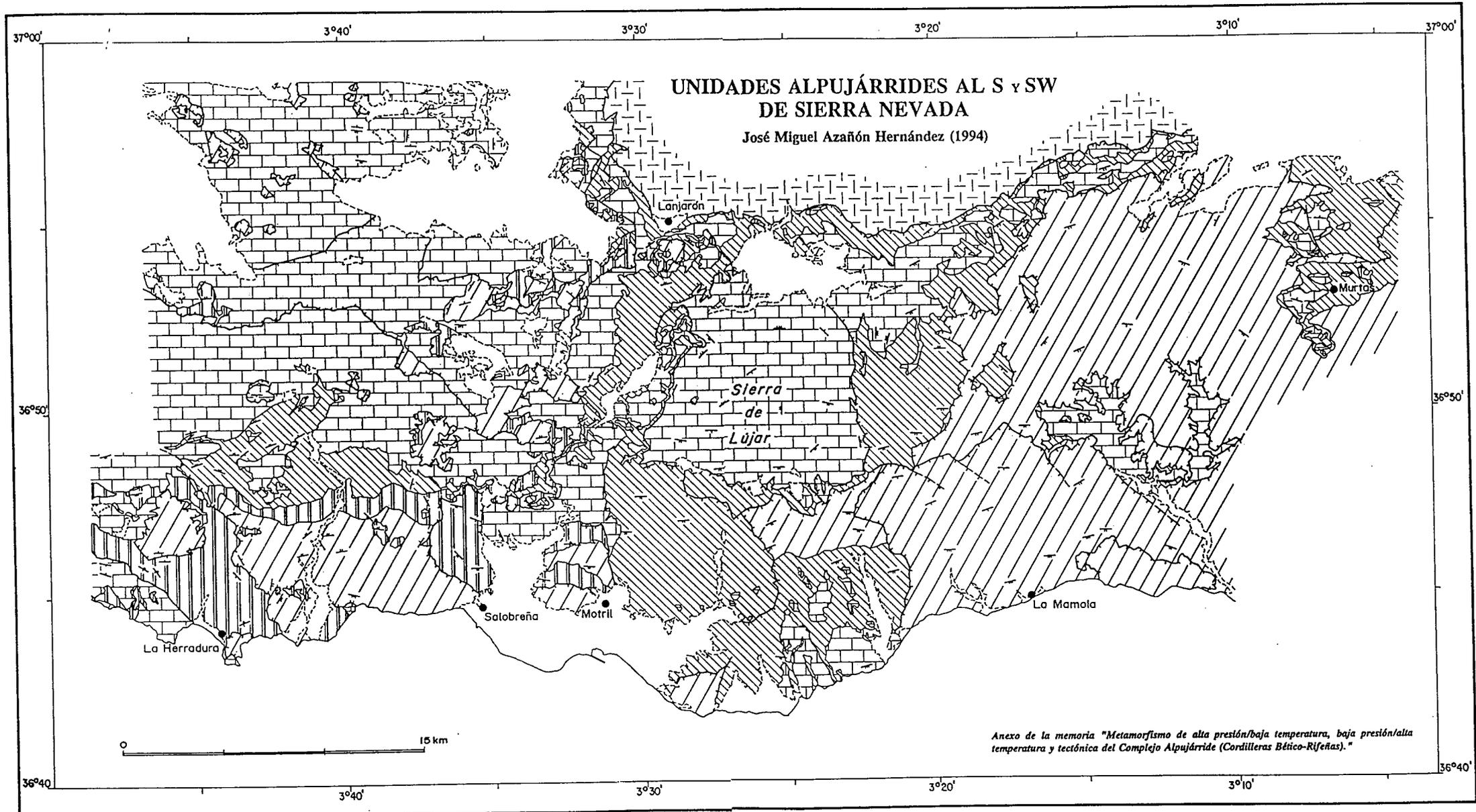
Fórmula estructural calculada sobre la base de 8 oxígenos

plagioclasa

Análisis químicos representativos de epidota

Muestra Nº Análisis	RBAS-1		CES-5		IZM-8		ALG-1A	ALG-2B	ALG-4D	CJ-21C	MQM-3		CLA-19	CLA-6	CLA-9	CLA-6A	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	37,84	37,79	37,44	37,33	37,09	37,99	32,97	35,24	45,93	38,38	39,27	38,33	36,94	33,59	39,03	37,15	34,97
Al ₂ O ₃	22,11	21,24	22,93	22,47	25,55	23,22	22,53	24,26	20,56	25,23	28,54	28,11	17,31	20,32	27,67	23,97	16,45
TiO ₂	0,20	0,23	0,07	0,07	0,23	0,08	0,09	0,10	0,03	0,13	0,18	0,17	0,15	0,11	0,14	0,03	0,44
MgO	0,02	0,00	0,12	0,16	0,07	0,08	0,19	0,35	0,21	0,04	0,05	0,05	0,07	0,14	0,00	0,03	0,11
MnO	0,03	0,00	0,15	0,17	0,06	0,05	0,39	0,28	0,33	0,31	0,12	0,12	0,13	0,05	0,06	0,15	0,00
Fe ₂ O ₃	13,24	13,32	11,53	10,66	10,98	11,83	8,91	9,34	9,36	10,16	6,49	6,52	9,72	10,84	7,43	10,73	7,99
CaO	23,71	23,78	22,81	22,29	20,97	23,07	15,75	19,62	18,10	23,34	23,26	23,41	11,08	15,95	22,11	22,51	17,05
Ce ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,20	2,68	1,96	n.a.							
Tot. Oxidos	97,14	96,37	95,03	93,15	94,95	96,31	80,83	89,19	94,52	97,59	97,91	96,72	75,40	81,00	96,44	94,57	77,01
Si	3,381	3,413	3,366	3,399	3,293	3,372	3,293	3,265	3,907	3,310	3,256	3,228	3,987	3,502	3,301	3,329	3,754
Al	2,328	2,260	2,430	2,411	2,673	2,429	2,652	2,650	2,061	2,565	2,789	2,791	2,202	2,496	2,758	2,532	2,081
Ti	0,014	0,016	0,004	0,004	0,016	0,005	0,007	0,007	0,002	0,008	0,011	0,011	0,012	0,009	0,009	0,002	0,036
Fe+3	0,890	0,905	0,780	0,731	0,733	0,790	0,670	0,651	0,599	0,660	0,405	0,413	0,790	0,851	0,473	0,723	0,645
Mn	0,002	0,000	0,011	0,013	0,004	0,004	0,033	0,022	0,024	0,023	0,009	0,009	0,012	0,004	0,004	0,011	0,000
Mg	0,002	0,000	0,016	0,022	0,009	0,010	0,029	0,049	0,026	0,006	0,007	0,007	0,011	0,022	0,000	0,004	0,018
Ca	2,270	2,301	2,197	2,175	1,994	2,194	1,685	1,948	1,650	2,157	2,066	2,113	1,281	1,781	2,003	2,161	1,960
Ce	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,113	0,045	0,030	n.a.							

Cálculo de la fórmula estructural sobre la base de 13 oxígenos



UNIDADES ALPUJÁRRIDES AL S y SW DE SIERRA NEVADA

<p>LEYENDA</p> <ul style="list-style-type: none"> Neógeno y Cuaternario Complejo Alpujarride: Fm. Carbonática (Triás medio-sup.) Fm. Filitas y Cuarcitas (Permo-Werfen.) Suc. Esquistos claros (Paleozoico) Suc. Esquistos oscuros (Paleozoico) Complejo Nevado-Filábride 	<p>SIMBOLOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Falta normal de bajo ángulo Límite entre formaciones litológicas (Comúnmente despegue extensional) Discordancia Otras fallas <p>BUZAMIENTOS</p> <ul style="list-style-type: none"> 0°-30° 30°-60° 60°-90° Invertido
--	--