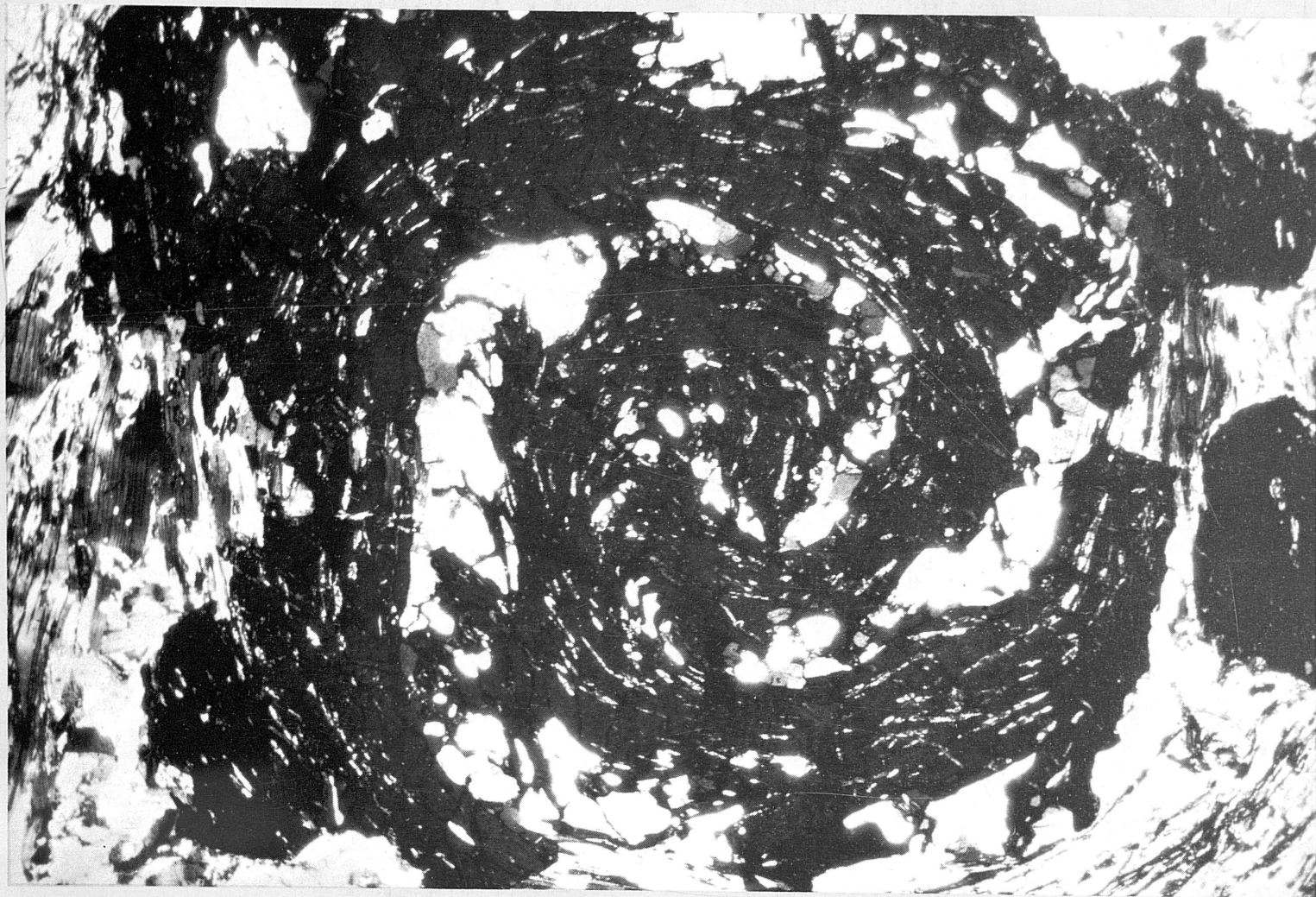


LOS GRANATES DEL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA
(Cordillera Bética)

TESIS DOCTORAL

NICOLAS VELILLA SANCHEZ



FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA Y MINERALOGIA
GRANADA, 1983

t 1/127

**LOS GRANATES DEL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA
(Cordillera Bética)**

TESIS DOCTORAL

NICOLAS VELILLA SANCHEZ

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
N.º Documento	613410416
N.º Copia	i15345063

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA Y MINERALOGIA
GRANADA, 1983

UNIVERSITATIS DE BRUNNENSIS LIBRARIUM

16288/100

LIBRARIUM

LIBRARIUM

UNIVERSITATIS DE BRUNNENSIS
LIBRARIUM
ALPHONSE
EJOZVEZAL

Tesis doctoral dirigida por la Dra. Purificación Fenoll Hach-Alí, Catedrática de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada. Fue leída el 26 de septiembre de 1983 ante el tribunal formado por los profesores: Rodríguez Gallego, Granada; Fenoll Hach-Alí, Granada; Arana Castillo, Murcia; López Ruiz, C.S.I.C., Madrid; Puga Rodríguez, Granada. Obtuvo la calificación de Sobresaliente cum laude.



AGRADECIMIENTOS

A la Profa. P. Fenoll Hach-Alí, directora de este trabajo, por su constante ayuda, estímulo y consejos, y al Prof. M. Rodríguez Gallego por sus sugerencias y orientaciones.

A mis amigos y compañeros M. Ortega Huertas, por su colaboración y la mecanografía del texto, y J. Rodríguez Gordillo, por su ayuda en la realización de los análisis químicos de rocas.

Al Prof. F.P. Sassi, de la Universidad de Padua, por sus sugerencias.

A mis compañeros y amigos, F. Aldaya, R. Arana, A. Díaz de Federico, A. García-Cervigón, M.T. Gómez Fugnaire, F. López Aguayo, J.M. Martín, D. Martín Ramos, F. Nieto, I. Palomo, A. Rueda, G. Ruiz de Almodóvar, C. Sánchez, E. Sebastian, y J. Torres, por sus diversas ayudas.

El trabajo analítico mediante microsonda electrónica ha sido una parte esencial para la realización de la presente Tesis. Varios han sido los centros y las personas que lo han hecho posible desinteresadamente. Deseo expresar mi agradecimiento, en primer lugar, al Prof. G. Gottardi director del Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Modena (Italia) que ha posibilitado mi estancia en dos ocasiones en el citado centro, en el que se ha realizado la mayor parte del trabajo de microsonda. A los profesores de este Instituto, por su entrañable acogida; a S. Capedri, G. Garutti, R. Rinaldi y G. Vezzalini por su ayuda y orientaciones con la microsonda y, en especial, a S. Sinigoi con quien compartí numerosas y largas jornadas al pie de la microsonda.

Al Dr. J.A. Medina del Dpto. de Geología de la Universidad Autónoma de Madrid por la realización de análisis y fotografías de EDAX.

A la Srta. J. de la Fuente y al Dr. J. López Ruiz, del Instituto de Geología del CSIC, Madrid, al Dr. Stähle (Universidad de Heidelberg) y al Sr. Da Roit (Universidad de Padua), por la realización de varios análisis de microsonda electrónica.

Finalmente, deseo expresar mi especial reconocimiento a Olimpia, por su ayuda en la preparación de esta Memoria y su comprensión durante los años de realización de esta Tesis.

INDICE DE ABREVIATURAS

Acm	acmita	Kfs	feldespato K
Ab	albita	Ky	distena
Aln	allanita	Lws	lawsonita
Alm	almandino	Mag	magnetita
And	andalucita	Mcs	mica incolora
An	anortita	M.E.	microsonda electrónica
And	andradita	Ms	moscovita
Ath	antofilita	Ne	nefelina
Ap	apatito	Ol	olivino
Aug	augita	Omp	onfacita
Bt	biotita	Or	ortoclasa
Cam	clinoanfíbol Ca	p.c.	pérdida por calcinación
Cpx	clinopiroxeno	Pg	paragonita
Cal	calcita	Prg	pargasita
Chl	clorita	Pl	plagioclasa
Cld	cloritoide	Py	pirita
Czo	clinozoisita	Prp	piropo
Crd	cordierita	Qtz	cuarzo
Di	diopsido	Rct	richterita
Dol	dolomita	Rt	rutilo
Ed	edenita	s	desviación típica
Ep	epidota	Sil	sillimanita
Grt	granate	Sps	espesartina
Gln	glaucofana	Spn	esfena
Gt	goethita	St	estauroлита
Gr	grafito	Tlc	talco
Grs	grosularia	Ttn	titanita
Hd	hedenbergita	Tur	turmalina
Hem	hematites	Tr	tremolita
Hbl	hornblenda	Ts	tschermakita
Ilm	ilmenita	Zrn	zircón
Jd	jadeita	Zo	zoisita

INDICE DE ABBREVIATURAS

Kfs	feldspato K	Acn	acmita
Ky	kyanita	Ab	albita
Lws	lawsonita	Aln	almandina
Mag	magnetita	Alm	almandino
Mos	mica incolora	And	andalucita
M.F.	microsonda electrica	An	anortita
Ms	moscovita	And	androsita
Ne	nefelina	Ath	antofilita
Ol	olivino	Ap	apatito
Omp	omphacita	Aug	augita
Or	ortoclasa	Bi	biotita
p.c.	perdida por calcinacion	Ca	cinabrito
Pg	paragonita	Gpx	clinopiroxeno
Prg	perargasita	Cal	calcita
Pl	plagioclasa	Cln	clorita
Pv	pirita	Cld	cloritoide
Prp	pirropo	Czo	cincozaita
Qz	cuartzo	Crn	cordierita
Rct	richterita	Dl	diopsido
Rt	rutilo	Dol	dolomita
s	desviacion tipica	Ed	edenita
Sil	sillimanita	Ep	epidota
Sps	espesertina	Grt	granate
Spn	estena	Gln	glaucofano
St	estaurolita	Gr	grosularita
Tic	talcio	Gr	grafito
Ttn	titanita	Grs	grosularia
Tur	turmalina	Hb	hedenbergita
Tr	tremolita	Hem	hematites
Ts	techerakita	Hbl	hornblenda

I N D I C E

	<u>Página</u>
I. INTRODUCCION	1
II. METODOLOGIA	
II.1. METODOS DE CAMPO: SECTORES ESTUDIADOS	3
II.2. METODOS DE LABORATORIO	4
II.2.1. Métodos ópticos	4
II.2.2. Parámetros físicos de los granates	7
II.2.3. Microsonda electrónica	8
II.2.4. Análisis químico de rocas	10
II.2.5. Medidas de tamaños de cristales	11
II.2.6. Tratamiento estadístico de datos	11
III. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS GRANATES	
III.1. ESTRUCTURA CRISTALINA	13
III.2. COMPOSICION QUIMICA	16
III.3. CRISTALOQUIMICA	22
III.3.1. Dimensiones de la celdilla y coordenadas atómicas	26
III.4. PROPIEDADES FISICAS	28
IV. EL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA: PETROGRAFIA Y DATOS QUIMICOS DE LAS ROCAS CON GRANATES	
IV.1. INTRODUCCION Y SUBDIVISION TECTONOESTRATIGRAFICA	33
IV.2. MANTO DEL VELETA	36
IV.2.1. Formación de micasquistos	38
IV.2.2. Cuarzitas	43
IV.2.3. Composición química de las rocas del Manto del Veleta	44
IV.3. MANTO DEL MULHACEN	48
IV.3.1. Formación de micasquistos grafitosos con estauroлита, distena, granate y cloritoide (zócalo)	49
IV.3.2. Composición química de las rocas del zócalo del manto del Mulhacén	54
IV.3.3. Formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos	59
IV.3.4. Formación de mármoles y calcoesquistos	63
IV.3.5. Formación de micasquistos de grano fino y mármoles	64
IV.3.6. Formación de micasquistos granatíferos	66

	<u>Página</u>
IV.3.7. Formación de mármoles y gneises	67
IV.3.8. Metabasitas	69
IV.3.8.1. Eclogitas	69
IV.3.8.2. Anfibolitas granatíferas	76
IV.3.8.3. Anfibolitas epidóticas	78
IV.3.9. Composición química de las rocas de la cobertera del manto del Mulhacén	79
IV.3.9.1. Rocas metapelíticas y gneises	79
IV.3.9.2. Rocas carbonatadas	84
IV.3.9.3. Metabasitas	87
IV.4. FASES DE DEFORMACION	91
V. LOS GRANATES DEL MANTO DEL VELETA	93
Aspectos texturales	93
Tamaño y nucleación	109
Composición química	118
Zonación química	124
Relación entre la composición química de la roca huésped y la del granate	134
VI. LOS GRANATES DEL MANTO DEL MULHACEN	
VI.1. GRANATES DE LAS ROCAS METAPELITICAS DEL ZOCALO	137
Aspectos texturales	137
Tamaño y nucleación	153
Composición química	162
Zonación química	167
VI.2. GRANATES DE LAS SERIES DE LA COBERTERA	185
VI.2.1. Granates en rocas pelíticas y gneises	185
Aspectos texturales	185
Tamaño y nucleación	199
Composición química	208
Zonación química	212
Relación entre la composición química de la roca huésped y la del granate	224
VI.2.2. Granates en rocas carbonatadas	228
Aspectos texturales, tamaño y nucleación	228
Composición química	232
Zonación química	234

	<u>Página</u>
VI.2.3. Granates en metabasitas	238
Aspectos texturales	238
Tamaño y nucleación	247
Composición química	249
Zonación química	253
Relación entre la composición de la roca huésped y la del granate	259
VI.2.4. Granates no almandínicos	261
Granates espesartínicos	261
Andradita	265
VII. DISCUSION Y ASPECTOS GENETICOS	
VII.1. CONSIDERACIONES GENERALES	269
VII.1.1. Factores que determinan la composición del granate	269
VII.1.2. Zonación química en granates	277
VII.2. GRANATES DEL MANTO DEL VELETA	292
VII.3. GRANATES DEL MANTO DEL MULHACEN	307
VII.3.1. El metamorfismo prealpino: granates en las meta- pelitas del zócalo	307
VII.3.2. Granates formados durante el metamorfismo alpino	313
VII.3.2.1. Granates en rocas metapelíticas	314
VII.3.2.2. Granates en rocas carbonatadas	335
VII.3.2.3. Granates de metabasitas	342
VII.3.2.4. Granates espesartínicos	362
VII.4. ALTERACIONES DE GRANATES	365
VIII. RESUMEN Y CONCLUSIONES	373
IX. APENDICES	
Apéndice I	381
Apéndice II	387
Apéndice III	393
Apéndice IV	413
Apéndice V	415
X. BIBLIOGRAFIA	421

I
I N T R O D U C C I O N

Los granates han sido unos de los minerales que han suscitado mayor interés desde principio de siglo en los estudios sobre rocas metamórficas. En 1912, Barrow establece una secuencia de zonas metamórficas en Highlands (Escocia) y considera al granate como uno de los "minerales índice" en la escala de grados de metamorfismo. Posteriores investigaciones (Eskola, 1920; Goldschmidt, 1921; Tilley, 1925; Miyashiro, 1953; Turner y Verhoogen, 1960; Lambert, 1959; Engel y Engel, 1960; Sturt, 1962; Winkler, 1965, etc.) han resaltado la importancia de la aparición del granate y de sus variaciones de composición en función de las condiciones metamórficas.

En la década de los sesenta, con el advenimiento al campo de la mineralogía de la técnica analítica mediante microsonda electrónica, el estudio de los granates ha recobrado, si cabe, mayor interés al ponerse en evidencia la existencia de zonación química tan común en ellos. De tal modo, que las primeras investigaciones sobre zonación en minerales metamórficos se refieren casi exclusivamente a granates zonados (Chinner, 1962; Banno, 1965; De Bethune et al., 1965; Atherton y Edmunds, 1966; Evans y Guidotti, 1966; Harte y Henley, 1966; Hollister, 1966, etc.) y en la actualidad la literatura existente sobre el tema es muy amplia. El estudio de la zonación abre una nueva perspectiva para un mejor conocimiento de la cinética de los procesos metamórficos, de los procesos de crecimiento y transferencia de masas y de la existencia de desequilibrios en rocas metamórficas.

Lo anteriormente expuesto justifica abordar de modo monográfico el estudio de los granates de Sierra Nevada como una aportación más al conocimiento del metamorfismo de esta región que todavía mantiene numerosos problemas e incógnitas pendientes de resolución. Por otra parte, la presente Tesis Doctoral se enmarca dentro de una amplia línea de investiga

ción del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada que tiene por objeto el estudio de los minerales y yacimientos minerales más significativos de la Cordillera Bética. Particularmente, y en el campo más próximo al que aquí nos ocupa se han estudiado las micas (Martín Ramos, 1976) y las cloritas (Nieto García, 1982) de series metamórficas de Sierra Nevada. Simultáneamente, la realización del presente estudio ha supuesto para el autor la posibilidad de conocer, con bastante profundidad, la técnica de análisis mediante microsonda electrónica tanto en sus aspectos teóricos e instrumentales, como aplicados. Los datos previos sobre granates de Sierra Nevada son escasos y forman parte de estudios petrológicos generales en los que, lógicamente, el tema del granate no ha recibido ninguna atención especial. Se refieren en ellos algunas de las características texturales más notables y se proporcionan datos químicos acerca de algunos de los tipos (Puga, 1971; Díaz de Federico, 1980). De carácter específico son los trabajos de Fenoll Hach-Alí y Martín Vivaldi (1970) -en el que se relacionan los resultados espectrográficos de elementos trazas- y de Arana (1973) que estudia un granate filoniano de composición andradítica. Fuera del ámbito de Sierra Nevada, pero en materiales equivalentes, merece destacarse el estudio de Linthout y Westra (1968) sobre la zonación de los granates en la Sierra de los Filábrides por ser uno de los primeros, a escala mundial, en abordar este aspecto. Igualmente cabe citar el trabajo de Gómez Pugnare (1979).

II
METODOLOGIA

II.1. METODOS DE CAMPO: SECTORES ESTUDIADOS

Se han seleccionado para el estudio de los granates aquellos sectores - en los cuales están mejor representadas las secuencias litológicas del complejo de Sierra Nevada.

En relación con el manto del Veleta se han realizado dos grandes cortes (Fig. II.1. nº 1 y 2):

- Corte del Veleta (Hoja 1027 M.T.N.): comienza en los Peñones de San Francisco, pasa por el pico del Veleta y termina en las Lagunas de Río Seco.
- Corte de la Ragua (Hoja 1028 M.T.N.): está situado unos 30 km - al E del anterior y sigue, muy aproximadamente, en dirección - N-S, el trazado de la carretera comarcal 331 que cruza el puerto de La Ragua. Este corte comienza en el barranco del Hornillo y termina en la carretera que enlaza Ferreira con La Calahorra.

Para el estudio de los granates del manto del Mulhacén se han seleccionado los siguientes sectores (Fig. II.1. nº 3,4,5 y 6):

- Sector de la Laguna de la Caldera-Mulhacén (Hoja 1027 M.T.N.).- En él se incluyen los afloramientos de metabasitas del barranco de Río Seco.
- Sector de Las Sabinas-Río Monachil (Hoja 1027 M.T.N.). Se han - estudiado cuatro cortes casi paralelos en dirección NW-SE que - corresponden a: 1) Trazado de la carretera de Granada a Sierra Nevada, entre los puntos kilométricos 30,7 y 33,4; 2) Carretera del Collado de las Sabinas a Pradollano; 3) Variante sur de la - carretera a Sierra Nevada, desde los Prados del Aire a Pradolla

no, y 4) Sector de San Jerónimo-Río Monachil.

- Sector del Cerro del Cardal (Hoja 1011 M.T.N.).

- Sector de La Cuerda del Alguacil-Las Catifas (Hoja 1010 M.T.N.).

Además, se han realizado observaciones y muestreos de carácter puntual en el río Lanjarón (Hoja 1042) y en los siguientes sectores de la hoja-1027 M.T.N.: canteras del barranco de San Juan, Vacares-Alcazaba y Trevélez-Chorreras Negras-Sieta Lagunas. La mayor parte de los sectores es estudiados están comprendidos en las Tesis Doctorales de Puga (1971) y - Díaz de Federico (1980).

En total, se han recogido 834 muestras de rocas, de las cuales 331 corresponden al manto del Veleta, 127 a rocas pelíticas del zócalo del manto del Mulhacén y 376 a materiales de la cobertera de este mismo manto. Estas últimas se distribuyen como sigue: 87 de metabasitas, 229 de metapelitas y cuarcitas, 31 de rocas con carbonatos, 24 de gneises y 5 de otras rocas. La localización de las muestras se presenta en el Apéndice V.

II.2. METODOS DE LABORATORIO

II.2.1. METODOS OPTICOS.

En una primera fase se han preparado láminas delgadas y delgado-pulidas, de las muestras recogidas con objeto de estudiar las características texturales de los granates y la composición mineralógica de las rocas. Dicho estudio se ha llevado a cabo mediante microscopía de luz transmitida y de luz reflejada.

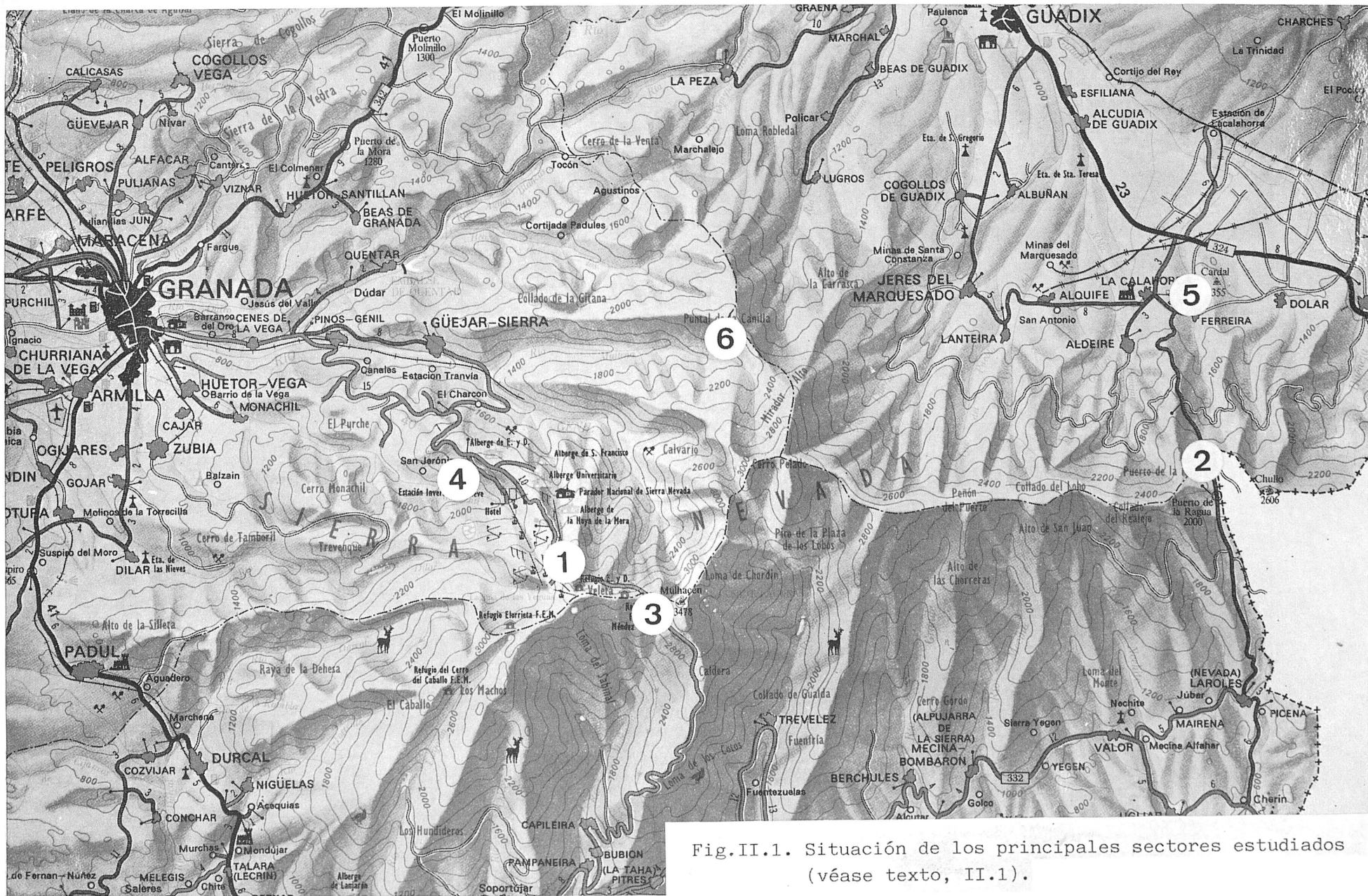


Fig.II.1. Situación de los principales sectores estudiados (véase texto, II.1).

II.2.2. PARAMETROS FISICOS DE LOS GRANATES.

La determinación de la composición del granate a partir de parámetros físicos tales como a_0 , índice de refracción y peso específico ha tenido en el pasado una amplia utilización (ver III.4.) pero en la actualidad es una metodología prácticamente abandonada ya que, en numerosas ocasiones, conduce a resultados ambiguos y, evidentemente, no tiene en consideración una de las características más interesantes de los granates: la zonación.

El cálculo de estos parámetros físicos está sujeto a un grado de incertidumbre o de error importante. Considérese la determinación de la densidad de granates con abundantes inclusiones, hecho que es más una regla que una excepción, o la determinación del índice de refracción sobre fragmentos de granate de los que se desconoce su posición en el cristal o el parámetro a_0 que refleja un valor medio de los granates de una muestra. Finalmente, debe tenerse en cuenta que para determinar la composición del granate utilizando los parámetros físicos y los diagramas triangulares propuestos por varios autores (ver III.4.) se requiere una información química cuantitativa o semicuantitativa sobre algunos de los cationes característicos que integran el granate (Fe, Mn, Cr).

Por las razones expuestas no se ha considerado oportuno en el presente estudio realizar una determinación sistemática de las propiedades físicas de los granates. Ahora bien, algunas determinaciones físicas sobre granates previamente aislados de la roca, mediante separación magnética, por líquidos densos o manual, han sido de gran utilidad para poner de manifiesto diferencias de composición entre unos y otros, y la existencia de zonación acusada en los mismos. Este último hecho se detecta bien cuando se explora con el difractómetro de rayos X la zona correspondiente a ángulos 2θ comprendidos entre 87° y 99° (con radiación $\text{CuK}\alpha$) ó 106° - 125° (con radiación $\text{MoK}\alpha$), en la que aparecen tres reflexiones -

relativamente importantes: (10,4,0) ó (864), (10,4,2) y (880). Esta misma zona es adecuada para la determinación del parámetro a_0 , utilizando silicio como standard interno que proporciona unas reflexiones de referencia para valores de 2θ iguales a 88,052 (422) y 94,967 (511) cuando se emplea el tubo de Cu. Las condiciones óptimas de operación han sido, con un difractor Philips PW-1011 las siguientes: velocidad de exploración $1/4^\circ$ /minuto; constante de tiempo, 4 (ó 8); sensibilidad, $4 \cdot 10^2$; rendija de divergencia, 2° y rendija del contador, $0,2^\circ$.

Las determinaciones del índice de refracción se han realizado por inmersión de fragmentos de granate (de unas 100 a 200 micras) en aceites de índice conocido (Cargille) contrastados en un refractómetro Leitz-Jelley.

II.2.3. MICROSONDA ELECTRONICA.

Desde los años sesenta en que tuvo su advenimiento esta técnica analítica al campo de la mineralogía, su utilización ha ido en progresivo aumento hasta convertirse en una técnica habitual en la actualidad. Particularmente, han sido los granates uno de los grupos minerales a los que con mayor frecuencia se ha aplicado dicha técnica. Como indican Atherton y Edmunds (1966), las tres ventajas principales que ofrece el granate para su análisis con microsonda son: 1) su dureza, que permite obtener muy buenas superficies de pulido, que es un aspecto muy importante para obtener un análisis de calidad; 2) su simetría cúbica que facilita la localización de perfiles dentro del cristal y 3) el crecimiento del granate presumiblemente tiene lugar de modo radial y con velocidad aproximadamente igual en todas direcciones de modo que la zonación -cuando está presente- tiende a ser esférica. Además, debemos considerar dos aspectos que condicionan que la microsonda sea la única técnica analítica apropiada para el estudio de granates: a) la casi omnipre-

sencia de inclusiones, a veces en gran cantidad (un 90% del volumen del cristal) y b) la existencia de zonación química que, lógicamente, pasadesapercibida utilizando los métodos convencionales de análisis químico.

Lo expuesto anteriormente justifica, creemos que sobradamente, que haya sido el estudio por microsonda electrónica la técnica fundamentalmente-utilizada en la presente Tesis, habiéndose realizado un total de 610 - análisis puntuales, de los que 530 corresponden a granates y 80 a otros minerales. Los elementos determinados han sido, generalmente, Si, Al, - Cr, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K. En las tablas de presentación de resultados (como óxidos) el Fe total ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) viene expresado como FeO.

La mayor parte de los análisis (casi el 80%) se han realizado en la modalidad de dispersión de longitud de onda (WDS), en un instrumento totalmente automatizado ARL-SEM-Q de la Universidad de Modena (Italia), con - unas condiciones de operación de 15 Kv y 0,2 μ A ("beam current") y utilizando un haz focalizado de aproximadamente 1 micra de diámetro. Los - análisis cuantitativos se han efectuado con tiempos de contaje de 2, 20 y 2 segundos para el fondo (high background), pico y fondo (low background), respectivamente. Para la obtención de datos se ha seguido el - método de Ziebold y Ogilvie (1964), mediante el uso de los factores de corrección de Bence y Albee (1968) y Albee y Ray (1970). Con un instrumento idéntico han sido realizados 72 análisis por el Dr. Stähle en la - Universidad de Heidelberg. El análisis de otras 10 muestras de granate - ha sido efectuado con un equipo Jeol 50-A por J. de la Puente (Instituto de Geología del C.S.I.C., Madrid).

En la modalidad de dispersión de energía (EDS) han sido analizados un - 10% de los granates utilizando un microscopio electrónico de barrido - Philips PSEM 500 con microanalizador EDAX por el Dr. Medina (Dpto. de - Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid) y un equipo Siemens Autoscans con analizador EEDS por el Sr. Da Roit (Universidad de -

Padua, Italia).

Además de los análisis cuantitativos se han efectuado numerosas observaciones sobre pantalla y en registro gráfico para establecer la morfología de los perfiles de zonación del granate mediante el método de barrido lineal (line scan).

II.2.4. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS.

Se ha analizado químicamente, por vía húmeda, el contenido en elementos mayoritarios de 63 muestras de diferentes tipos de rocas. La determinación de Al, Ti, Si, Ca, Mg, Na, K, Mn y Fe total se ha efectuado mediante espectrofotometría de absorción atómica, con un equipo Pye Unicam - SP 1900, utilizando La, Cs y K, según los casos, como tampones de ionización. La disgregación de las muestras se realizó en medio ácido con una mezcla de FH-agua regia o FH-SO₄H₂. En las muestras ricas en rutilo el residuo resultante tras el ataque ácido se disgregó con CO₃Na₂ en crisol de platino. Para la determinación de Si, otra fracción de muestra se sometió a fusión con NaOH en crisol de níquel.

La determinación de Fe²⁺ se ha realizado por valoración de oxidación-reducción con Cr₂O₇K₂ en presencia de BO₃H₃ y PO₄H₃, utilizando difenilamina como indicador. La muestra fue previamente atacada con una mezcla de SO₄H₂ y FH en crisol de grafito. El contenido en Fe³⁺ se ha obtenido por diferencia entre el Fe total y el Fe²⁺.

La pérdida por calcinación corresponde al porcentaje de pérdida de peso experimentado por la muestra, previamente desecada a 110^oC, después de ser sometida a una temperatura de 1100^oC durante más de una hora.

II.2.5. MEDIDAS DE TAMAÑOS DE CRISTALES.

La distribución de tamaños de los cristales de granate en una muestra es un dato importante para establecer algunos aspectos cinemáticos referentes a los procesos de nucleación y crecimiento. Para determinar tal distribución se ha medido el tamaño de los cristales en una serie de muestras representativas, previamente seleccionadas. El método seguido ha consistido en medir el diámetro medio de cada cristal en láminas delgadas, mediante ocular micrométrico adaptado al microscopio, o bien medir directamente con un calibrador los granates extraídos mecánicamente. En general, se ha preferido el primer método a causa del tamaño de los cristales de algunas muestras y de la fracturación que se produce durante la extracción mecánica. Las diferencias que se obtienen entre ambos métodos radican en el diámetro medio y en el número de cristales de cada intervalo, más que en las curvas de distribución, que es el aspecto de mayor interés. Además, como indican Galwey y Jones (1966), el efecto de corte de la lámina delgada sólo modifica ligeramente la distribución de tamaños, de modo que los tipos de curvas que se obtienen reflejan la distribución real y no muestran semejanza con los resultados publicados por Hull y Houk (1953) para la frecuencia de aparición de diámetros al seccionar al azar ciertos poliedros regulares.

II.2.6. TRATAMIENTO ESTADISTICO DE DATOS.

Los datos relativos a análisis químicos de granates y de rocas, proporciones modales de granate, tamaño de los cristales, etc. han sido tratados según métodos estadísticos para la obtención de distribuciones de frecuencias, medidas de dispersión, correlaciones simples y múltiples, ajustes de curvas de regresión y test de significación.

III.3. ESTRUCTURA CRISTALINA

La estructura cristalina del granate fue determinada por primera vez por W. J. Carr y S. W. Benson en 1937 al estudiar la granularia mediante métodos difraccionométricos. Posteriormente, en 1952, el mismo autor estableció la existencia de una relación estructural entre la granularia y los cristales de silicato, y los asignó al grupo espacial $R\bar{3}m$. En la estructura de los granates, las octaedras de silicato se sitúan en los sitios octaédricos de la estructura general con sus ejes de simetría paralelos a los ejes de simetría de la estructura general con sus ejes de simetría paralelos a los ejes de simetría de la estructura general.

III

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS GRANATES

Según se muestra en la Fig. III.1, la estructura del granate puede ser considerada como una estructura de los silicatos de calcio y aluminio, con los octaedros de silicato situados en los sitios octaédricos de la estructura general. Los ejes de simetría de la estructura general son los ejes de simetría de la estructura general. Los ejes de simetría de la estructura general son los ejes de simetría de la estructura general. Los ejes de simetría de la estructura general son los ejes de simetría de la estructura general.

III.1. ESTRUCTURA CRISTALINA

La estructura cristalina del granate fue determinada por primera vez por Menzer (1926) al estudiar la grosularia mediante métodos difractométricos de polvo. Dos años más tarde, en 1928, el mismo autor estableció la existencia de una relación isoestructural entre la grosularia y los restantes granates, y los asignó al grupo espacial Ia3d. En la estructura de los granates, los cationes ocupan posiciones especiales, sin ningún grado de libertad posicional, fijadas por la simetría del grupo espacial (Tabla III.1.) mientras que los átomos de oxígeno se localizan en posiciones generales con coordenadas variables xyz (Fig.III.1.).

Tabla III.1. Descripción de la estructura del granate

Atomo	Simetría puntual	Posición	Coordenadas	Coordinación	Tipo de poliedro
X	222	24c	1/8 0 1/4	8	Dodecaedro
Y	$\bar{3}$	16a	0 0 0	6	Octaedro
Z	$\bar{4}$	24d	3/8 0 1/4	4	Tetraedro
O	1	96h	x y z	4	-

Descrita muy brevemente (Fig. III.1.), la estructura del granate consiste en una alternancia de tetraedros distorsionados de SiO_2 y octaedros ligeramente distorsionados de YO_6 que comparten los vértices para formar una red tridimensional continua. Los átomos de oxígeno también definen un dodecaedro triangular, sólo ligeramente distorsionado, que consiste en 8 oxígenos que coordinan a los cationes X (Fig. III.2.). Cada oxígeno está coordinado por un catión Z (Si), un catión de tipo Y y dos cationes de tipo X. Todo ello, origina una estructura con un alto porcentaje de sus poliedros con aristas compartidas (Tabla III.2) y, por tanto, con un elevado índice de empaquetamiento en comparación con otros

Tabla III.2. Número y tipo de aristas compartidas en la estructura del granate

Poliedro	Aristas compartidas
Tetraedro	2 con dodecaedros triangulares
Octaedro	6 con dodecaedros triangulares
Dodecaedro triangular	2 con tetraedros
	4 con octaedros
	4 con otros dodecaedros triangulares

Desde 1957 se han realizado varios estudios de refinamiento de la estructura de granates silicatados y no silicatados. En la Tabla III.3. se refieren las investigaciones relacionadas con la estructura de los granates silicatados más comunes.

Tabla III.3. Investigaciones sobre refinamiento de la estructura de los granates más comunes

Tipo de granate	Referencias
Almandino	Novak y Gibbs (1971)
Espesartina	Novak y Gibbs (1971), Rakai (1975)
Piropo	Zemann y Zemann (1961), Gibbs y Smith (1965), Euler y Bruce (1965), Meagher (1975), Hazen y Finger (1978).
Grosularia	Abrahams y Geller (1958), Prandl (1966), Novak y Gibbs (1971), Meagher (1975), Takeuchi y Hagg (1976), Hazen y Finger (1978), Takeuchi et. al (1982).
Uvarovita	Novak y Gibb (1971)
Andradita	Quareni y De Piere (1966), Novak y Gibbs(1971), Rakai (1975).

silicatos.

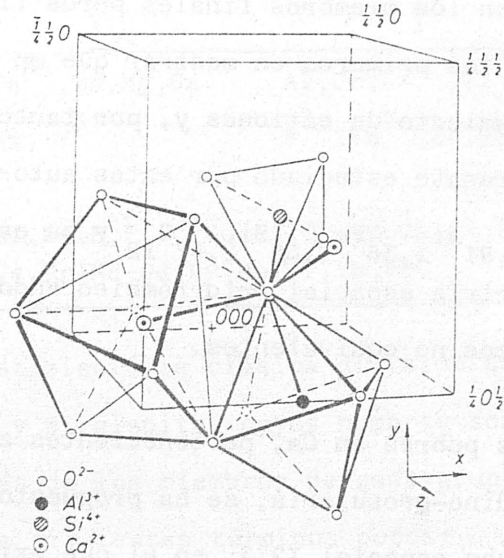


Fig. III.1. Poliedros de coordinación de Si, Al y Ca en la grosularia (según Abrahams y Geller, 1958).

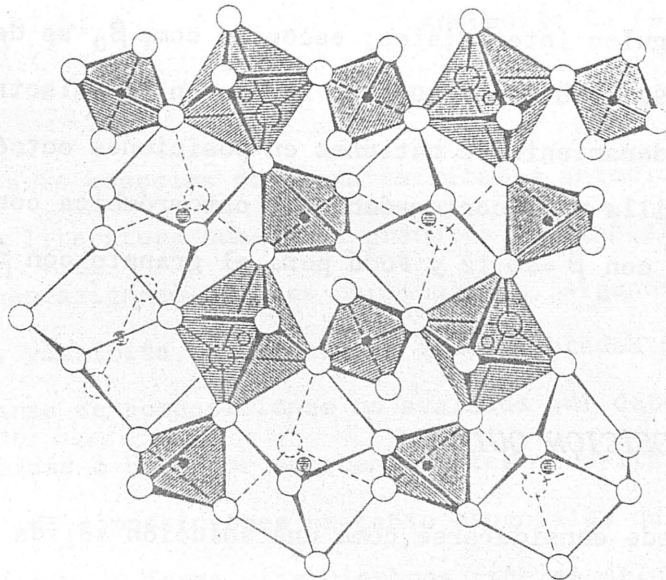


Fig. III.2. Porción de la estructura del granate, vista desde el eje c, en la que se muestra la relación espacial entre los diferentes poliedros de coordinación (Novak y Gibbs, 1971).

Recientes investigaciones sobre granates de composiciones intermedias han puesto de manifiesto la existencia de estructuras con simetría más baja que la que poseen los miembros finales puros (Ia3d). Takeuchi y Haga (1976) han sido los primeros en mostrar que en el granate puede tener lugar un ordenamiento de cationes y, por tanto, una disminución de su simetría. El granate estudiado por estos autores era anisótropo y de composición $\text{Ca}_{2,91}\text{Al}_{1,36}\text{Fe}_{0,68}\text{Si}_{2,97}\text{O}_{12}$ y su estructura fue asignada al grupo de simetría espacial ortorrómbico Fddd, el cual posee dos lugares octaédricos no equivalentes.

Para algunos granates pobres en Ca, pertenecientes a las series grosularia-pirope y almandino-grosularia, se ha propuesto (Demsey, 1980; Cressey, 1981) el grupo espacial $I2_13_1$, en el que existen dos posiciones, con coordinación 8, cristalográficamente diferentes. El Ca es acomodado preferencialmente en una de estas posiciones. Finalmente, Takeuchi et al. (1982), en un nuevo estudio sobre granates birrefringentes de composición muy próxima a grosularia (del 97 al 99%), han mostrado que uno de los ángulos interaxiales, escogido como β , se desvia significativamente de 90° : $90,12^\circ$ y $90,07^\circ$. Atribuyen la anisotropía y la distorsión al ordenamiento de cationes en posiciones octaédricas, que origina una celdilla pseudoortorrómbica u ortorrómbica con simetría $I\bar{1}$ para el granate con $\beta = 90,12$ y Fddd para el granate con $\beta = 90,07$.

III.2. COMPOSICION QUIMICA

El granate puede considerarse como una solución sólida multicomponente con fórmula general $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Z}_3\text{O}_{12}$. Si bien su estructura permite acomodar numerosos cationes, los granates más comunes están compuestos por cationes di-, tri- y tetravalentes ampliamente representados en la corteza terrestre. Los cationes que integran el granate y su distribución -

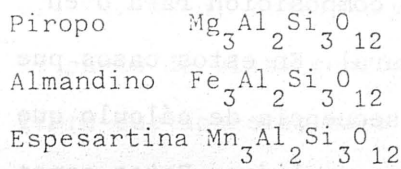
se resumen en la Tabla III.4.

Tabla III.4. Distribución de los cationes en el granate

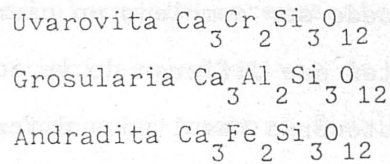
	X	Y	Z
Mayoritarios	Fe ²⁺ , Mn, Mg, Ca	Al, Cr, Fe ³⁺ , Ti ^{3+,4+}	Si
Minoritarios	Na, Y ³⁺	V ³⁺ , Fe ²⁺ , Zr, Sn	Al, Ti ⁴⁺ , Fe ^{3+,2+} P
Trazas	Li, Be, B, F, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Sr, Nb, Ag, Cd, In, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Pb.		

Winchell (1933) estableció la clásica división de los granates en dos series: ugrandita y piralspita, cuyos nombres son acrónimos derivados de las abreviaturas de los miembros de cada grupo. Estas series están compuestas por los siguientes términos puros:

Piralspita



Ugrandita



Además de las seis especies de granates citados anteriormente, se han referido en la literatura numerosos granates de composición poco usual a los que se han asignado nombres particulares. Algunos de ellos (skia gita, blitita, yamatoita, etc.) no han sido aceptados por el I.M.A. - bien por tratarse de composiciones no avaladas por datos químicos de - suficiente calidad o bien por ser componentes minoritarios que pueden- considerarse como composiciones un tanto especiales de los granates más comunes. De cualquier forma, los miembros finales del grupo del grana- te son bastante numerosos y un resumen de ellos se muestra en la Tabla III.5.

Tabla III.5. Miembros del grupo del granate.	
NOMBRE	COMPOSICION
Almandino	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
Espesartina	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
Calderita	$Mn_3Fe_2Si_3O_{12}$
Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Khoharita	$Mg_3Fe_2Si_3O_{12}$
Knorringita (hanleita)	$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$
Grosularia	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
Uvarovita	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$
Andradita	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
Melanita(Ti-andradita)	$Ca_3(Fe,Ti)_2Si_3O_{12}$
Schorlomita	$Ca_3(Fe,Ti)_2(Si,Fe)_3O_{12}$
Kimzeyita	$Ca_3(Zr,Ti)_2(Al,Fe,Si)_3O_{12}$
Goldmanita	$Ca_3V_2Si_3O_{12}$
Serie de la hidrogrosularia	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$
Serie de la hidroandradita	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$

El cálculo de la composición del granate en términos de miembros finales puede ser complejo en ciertos granates de composición rara o en granates que difieran de la idealidad estructural. En estos casos pueden obtenerse resultados diferentes según la secuencia de cálculo que se utilice y el número de miembros finales que se elijan. Estos aspectos han sido considerados y discutidos por Rickwood(1968).

Basado en todos los análisis de granates disponibles, Boeke construyó en 1914 un diagrama que presentaba la participación de los diferentes miembros puros en la composición de los granates. Este diagrama ponía de manifiesto la existencia de una amplia laguna composicional entre las series de la piralspita y ugrandita, lo que hizo pensar en una miscibilidad limitada entre ambas series. Recientemente, Hsu (1980) ha presentado un nuevo diagrama (Fig.III.3.) construido a partir de 500 análisis en el que la escasez de granates de composición intermedia parece apoyar la aludida limitación de miscibilidad.

Las investigaciones teóricas y experimentales sobre este argumento son, a veces, parcialmente contradictorias. Por ejemplo, Gentile y Roy(1960)

fracasaron en su intento de sintetizar composiciones intermedias entre grosularia y espesartina en ambiente seco y en hidrotermal. Ganguly y Kennedy (1974), basándose en consideraciones teóricas, concluyeron que en las series piropo-grosularia y espesartina-almandino existe un incremento positivo de energía libre de mezcla, pero no pudieron demostrar experimentalmente la existencia de lagunas de miscibilidad en estos sistemas. Hensen et al. (1975), en un estudio sobre las relaciones actividad-composición en el sistema piropo-grosularia, indicaron la existencia de un "solvus" en la solución sólida con una temperatura crítica de mezcla de unos 630°C . Otras investigaciones más recientes sobre las propiedades termodinámicas de las soluciones almandino-grosularia y piropo-grosularia (Newton et al., 1977; Cressey et al., 1978; Newton y Wood, 1980; Cressey, 1981) han confirmado la existencia de desviaciones positivas y negativas de la idealidad en diferentes funciones de mezcla (volumen, entalpía y entropía). Particularmente interesantes, desde el punto de vista geológico, son las desviaciones negativas de energía libre que aparecen para composiciones próximas al miembro final de menor volumen (almandino o piropo), y que implican una tendencia a la formación de compuestos de composición $\text{Fe}_2\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ y $\text{Mg}_2\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Esta conclusión experimental ha sido apoyada por el descubrimiento en granates naturales de una granulita (Cressey, 1978) de dos fases inmiscibles de composición diferente ($X_{\text{Ca}} = 0,2$ y $X_{\text{Ca}} = 0,36$).

Por otra parte, son también numerosas las investigaciones que ponen de manifiesto la existencia de soluciones sólidas continuas. Ito y Frondel (1968) sintetizaron hidrotermalmente entre 550 y 700°C y $2-3$ kb los dos miembros puros y cuatro miembros intermedios de la serie grosularia-espesartina. En relación con esta misma serie, Hsu (1980) ha demostrado la existencia de solución sólida continua hasta temperaturas de 420°C y 2 kb. de presión, aunque indican la persistencia metaestable de una laguna composicional en algunos miembros intermedios. Otros tra

bajos, como los de Hariya y Nakano (1972) y Naka et al. (1975) atestiguan sobre la presencia de soluciones continuas en las series grosularia-almandino y uvarovita-espesartina, respectivamente.

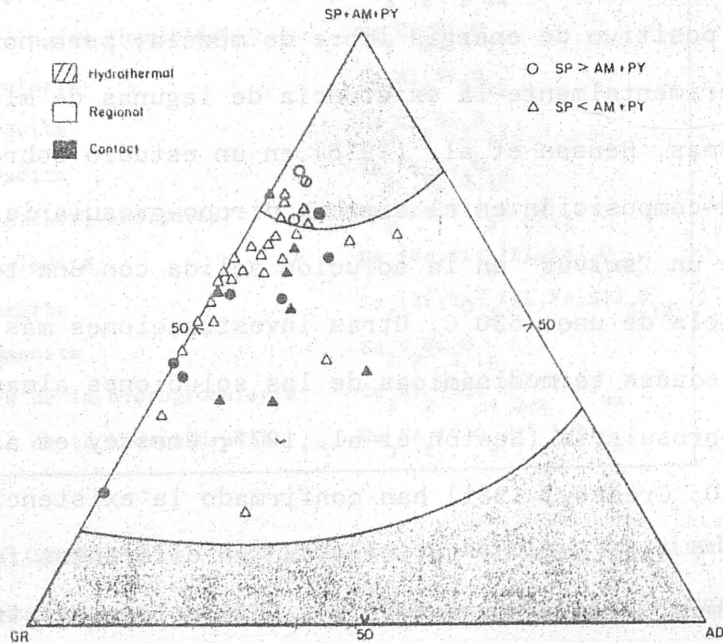
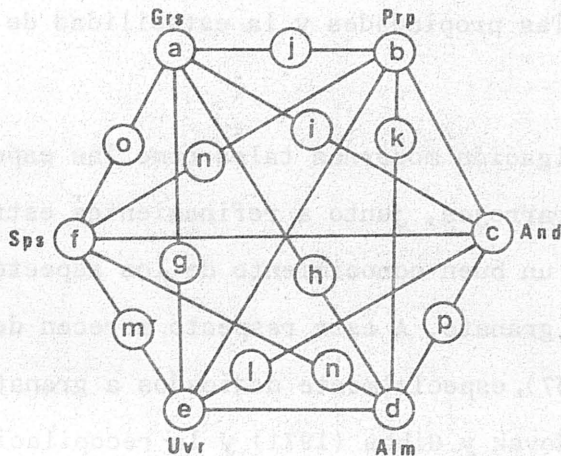


Fig. III.3. Composición de los granates. Las zonas sombreadas incluyen la mayoría de los análisis conocidos. Se muestran los análisis de granates de composición intermedia entre las series de la pirlaspita y grosularia (grospidita) (Según Hsu, 1980).

La conclusión que puede extraerse de los estudios mencionados es que existe miscibilidad casi completa entre los diferentes tipos de componentes que integran el granate, si bien sólo bajo condiciones muy especiales: elevadas presiones y temperaturas, y una alta actividad química de los elementos que forman los granates intermedios. Las restricciones impuestas a estos condicionamientos en numerosos ambientes naturales explican la escasez o la ausencia de determinadas composiciones intermedias de algunas de las series que componen el granate.

En la actualidad, la documentación existente sobre equilibrios de fases relativos al granate es muy abundante. En la Fig. III.4. se esquematizan, siguiendo la idea de Meagher (1980), unas series de referencias bibliográficas actualizadas sobre estos aspectos, en relación con los principales miembros finales o intermedios del grupo del granate.



- a) Yoder(1950); Roy y Roy (1957); Newton (1966); Hays (1967); Storre - (1970); Huckenholz et al. (1975); Perkins et al. (1977).
- b) Boyd y England(1959); Schreyer y Seifert(1969).
- c) Huckenholz y Yoder (1971); Gustafson(1974); Taylor y Liou (1978).
- d) Hsu (1968); Keesmann et al. (1971).
- e) Geller y Miller (1959); Huckenholz (1975).
- f) Snow (1943); Geller y Miller (1959); Mottana (1974).
- g) Gentile y Roy (1960); Huckenholz y Knittel (1975); Ganguly (1976).
- h) Nemeč (1967); Hariya y Nakano(1972); Cressey et al.(1978); Cressey - (1981).
- i) Huckenholz et al. (1974); Ganguly (1976).
- j) Yoder y Chinner (1960); Chinner y Schairer (1962); Nemeč(1967); Gan - guly y Kennedy(1974); Hensen et al.(1975); Hensen(1976); Newton et - al.(1977); Maaloe y Wyllie (1979); Cressey(1981).
- k) Hsu y Burham(1969); Ganguly y Kennedy(1974).
- l) Isaacs (1965); Ganguly (1976).
- m) Naka et al. (1975).
- n) Matthes (1961); Ganguly y Kennedy (1974).
- o) Nemeč(1967); Ito y Frondel(1968); Hsu (1980).
- p) Yakovlev(1976).

Fig. III.4. Estudios sobre equilibrios de fases referentes a los granates más comunes.

III.3. CRISTALQUIMICA

Puesto que la estructura del granate es capaz de albergar cationes muy diferentes en función del radio iónico, electronegatividad, carga,...- es evidente que la naturaleza de los cationes implicados debe tener una repercusión importante sobre las relaciones geométricas de los poliedros de coordinación, las propiedades y la estabilidad de la propia estructura.

Las técnicas de investigación modernas tales como las espectroscopías-Mössbauer, Raman e Infrarrojos, junto a refinamientos estructurales precisos han permitido un buen conocimiento de los aspectos cristaloquímicos del grupo del granate. A este respecto merecen destacarse los trabajos de Geller (1967), especialmente dedicados a granates no silicados, Zemann (1962), Novak y Gibbs (1971) y la recopilación de Meagher (1980).

Una de las características de la estructura del granate es la importante dependencia existente entre los tres tipos de poliedros como consecuencia de la gran cantidad de aristas que comparten. Este hecho se pone de manifiesto en la Tabla III.6 en la que se presentan las características generales de los poliedros de coordinación y sus interrelaciones en respuesta, especialmente, al radio iónico de los cationes que ocupan las posiciones X e Y (Tabla III.7.).

Tabla III.6. Características generales de los poliedros de coordinación

POLIEDRO	DISTANCIA MEDIA(Å)	CARACTERISTICAS
Catió: -0	0 - 0	
Tetraedro	1,628-1,637(1) 2,658-2,671(1) 1,643-1,645(2) 2,681-2,686(2)	Tetraedro distorsionado a diesfenoide tetragonal. La arista compartida con el poliedro XO_8 es más corta que la no compartida. La distorsión del tetraedro es debida a: (1) repulsión entre los cationes Z y X; (2) contracción geométrica producida por interacciones catión-oxígeno y oxígeno-oxígeno; (3) tamaño del catión X. Rotación del tetraedro en torno al eje 4 en respuesta al radio del catión X; al aumentar r_X disminuye el ángulo de rotación.
ZO_4		
OCTAEDRO	1,886-1,902(1) 2,667-2,690(1) 1,924-2,024(2) 2,721-2,862(2)	Octaedro sólo ligeramente distorsionado. El catión Y ocupa una posición de $\bar{3}$; por tanto todas las distancias Y-0 son equivalentes. La forma y distorsión del octaedro depende del tamaño de los cationes X e Y.
YO_6		
DODECAEDRO TRIANGULAR	2,269-2,328(1) 2,929-3,004(1) 2,405-2,433(2) 3,101-3,134(2)	Dodecaedro triangular ligeramente distorsionado con dos distancias X-0 no equivalentes (0,2Å de diferencia). Las dimensiones de las aristas del dodecaedro aumentan linealmente en relación al radio del catión X y disminuyen al aumentar el radio del catión Y en los granates cálcicos.
XO_8		
(1) Serie de la piralspita (2) Serie de la ugrandita		

Tabla III.7. Radios iónicos efectivos (Å) (Shannon y Prewitt, 1969) de los principales cationes que pueden integrar el granate.

Coordinación 4		Coordinación 6		Coordinación 8	
Si ⁴⁺	0,26	Al ³⁺	0,53	Fe ²⁺	0,91(+)
Al ³⁺	0,39	Cr ³⁺	0,62	Mn ²⁺	0,93
Fe ³⁺	0,49	Fe ³⁺	0,65	Mg ²⁺	0,89
Fe ²⁺	0,63	Ti ³⁺	0,67	Ca ²⁺	1,12
P ⁵⁺	0,15	Ti ⁴⁺	0,61	Na ⁺	1,16
		V ³⁺	0,64	Y ³⁺	1,02
		Fe ²⁺	0,77		
		Zr ⁴⁺	0,72		
		Sn ⁴⁺	0,69		

(+) Según Novak y Gibbs(1971)

Las posiciones tetraédricas (Z) están ocupadas por Si con cantidades muy minoritarias de Al, Ti, Fe, P. Dejando aparte el Si, se han propuesto dos tipos de preferencias para ocupar estas posiciones: $Al \gg Fe^{3+} > Ti^{4+}$ (Hartmann, 1969; Huggins et al., 1977) y $Fe^{3+} > Al, Ti^{4+}$ (Schwartz y Burns, 1978), ambas basadas en estudios de espectroscopía Mössbauer y en consideraciones tales como tamaño del catión, electronegatividad, carga y energía del campo cristalino. La presencia de pequeñas cantidades de P se ha observado en granates de peridotitas, eclogitas y kimberlitas diamantíferas. Bishop et al. (1976) han propuesto para la introducción de P en la estructura una doble sustitución del tipo

$$Ca^{VIII} + Si^{IV} \rightleftharpoons Na^{VIII} + P^{IV}$$

La sustitución de Si tetraédrico por otros cationes lleva consigo una modificación de las dimensiones del tetraedro de coordinación y de la celdilla unidad que parecen correlacionar linealmente con el tamaño del catión Z (Hawtorne, Novak y Colville, in Meagher, 1980).

Las posiciones octaédricas (Y) están ocupadas en granates naturales por Al, Cr, Fe³⁺ y Ti, y, en algunos casos, por cantidades menores de V³⁺, Fe²⁺, Zr y Sn. La estructura del granate permite acomodar en posiciones Y cationes con radios comprendidos entre 0,5 y 1,05 Å, aunque, dentro de este intervalo existe una interdependencia entre los radios de los cationes X e Y (Meagher, 1980).

El Ti puede ocupar lugares octaédricos con dos estados de oxidación, Ti⁴⁺ o Ti³⁺ (Burns y Burns, 1971; Huggins et al., 1977) y su presencia en cantidades importantes suele estar acompañada por altos contenidos en Fe y déficit de Si (Howie y Woolley, 1968). Huggins et al. (1977) han propuesto las siguientes sustituciones para la incorporación de Ti: $Y^{2+} + Ti^{4+} \rightleftharpoons 2Y^{3+}$ (Y=Mg, Fe); $Ti^{3+} \rightleftharpoons Y^{3+}$ y estiman que la proporción máxima Ti³⁺/Ti total es 0,25. En algunos granates raros (kimzeyita) el Zr puede ser el catión dominante en las posiciones octaédricas. Ito y Frondel (1967) han propuesto que la introducción de este catión debe compensarse por la entrada de Fe o Al en posiciones tetraédricas. El Sn se ha descrito en proporciones de hasta el 5% en granates de la serie andradita-grosularia (Mulligan y Jambor, 1968; Mc Iver y Mihalik, 1975). Estos últimos autores han propuesto un reemplazamiento del tipo $Sn^{4+} + Fe^{2+} \rightleftharpoons 2Fe^{3+}$. En algunos granates cálcicos se ha observado la presencia de cantidades relativamente importantes de vanadio con un estado de valencia probable V³⁺. Incluso se ha descrito un miembro final (goldmanita: $Ca_3V_2Si_3O_{12}$) por Moench y Meyrowitz (1964) con una proporción de V₂O₃ del 18,5%.

Las posiciones con coordinación 12(X) están mayoritariamente ocupadas por Fe²⁺, Mn, Mg y Ca. El tamaño del catión X está relacionado con el del catión Y, de modo que, a medida que este aumenta, el límite superior para el catión X puede llegar hasta 1,5 Å (Novak y Gibbs, 1971), muy por encima del intervalo permisible de 0,8-1,1 Å propuesto por

Zemann (1962). La presencia de Y es bastante habitual en espesartina - de ambiente pegmatítico, en donde se ha encontrado en proporciones de Y_2O_3 del 2% (Jaffe, 1951; Wakita et al., 1969). La frecuente asociación de Mn e Y en espesartina ha llevado a Jaffe (1951) a proponer un esquema de sustitución $Y^{3+} Al^{3+} \rightleftharpoons Mn^{2+} Si^{4+}$. El Na^+ es un componente minoritario presente en numerosos granates, especialmente en los relacionados con ambientes de alta presión (kimberlitas, eclogitas, etc.), en proporciones de Na_2O que oscilan entre 0,01% y 0,22% (Sobolev y Lavrent'ev, 1971). Estos autores indican que el Na^+ reemplaza a cationes bivalentes y sugieren una sustitución del tipo $NaSi \rightleftharpoons CaAl$ favorecida por una elevación de la presión.

DIMENSIONES DE LA CELDILLA Y COORDENADAS ATOMICAS.

Las dimensiones de la celdilla unidad del granate han sido calculadas teóricamente por varios autores mediante análisis de regresión múltiple en función de los radios medios de los cationes X, Y, Z. Novak y Gibbs (1971) obtuvieron la siguiente ecuación basada en análisis de 56 granates y suponiendo que las posiciones Z están ocupadas exclusivamente por Si.

$$a = 9,04(2) + 1,61(4) r_x + 1,89(8) r_y$$

Novak y Colville (in Meagher, 1980) han ampliado la regresión ya que consideran la posibilidad de que Z esté ocupado por cualquier otro catión. A partir de 1100 análisis de granates naturales y sintéticos han obtenido la siguiente ecuación:

$$a = 8,44 + 1,71(1) r_x + 1,78(1) r_y + 2,17(1) r_z$$

En ambas ecuaciones a representa el parámetro de la celdilla unidad, y r_x, r_y, r_z los radios iónicos efectivos, propuestos por Shannon y Prewitt (1969) (Tabla III.7), de los cationes X, Y, Z, respectivamente.

Los átomos de oxígeno ocupan en la estructura del granate posiciones generales con coordenadas variables (xyz). Novak y Gibbs(1971) han determinado, por regresión lineal múltiple a partir de los datos de nueve refinamientos de estructuras de diferentes granates, unas ecuaciones para calcular las coordenadas (xyz) de los átomos de oxígeno en función de los radios efectivos medios de los cationes X e Y.

$$\begin{aligned}x &= 0,0059(5) + 0,022(2) r_x + 0,014(5) r_y \\y &= 0,0505(4) - 0,023(2) r_x + 0,037(4) r_y \\z &= 0,6431(7) - 0,009(3) r_x + 0,034(7) r_y\end{aligned}$$

Las ecuaciones citadas han sido utilizadas por Novak y Gibbs para predecir los parámetros estructurales, con bastante aproximación, de numerosos granates reales o hipotéticos que comprenden un amplio intervalo de radios catiónicos en posiciones X o Y. De este modo han definido un "campo de estabilidad estructural" para granates silicatados cúbicos (Fig.III.5.). Estos últimos autores concluyen que la estructura del granate puede racionalizarse en términos de un modelo de esfera rígida, y que los parámetros reticulares y longitudes de los enlaces pueden predecirse razonablemente a partir de la suposición de la aditividad de los radios iónicos.

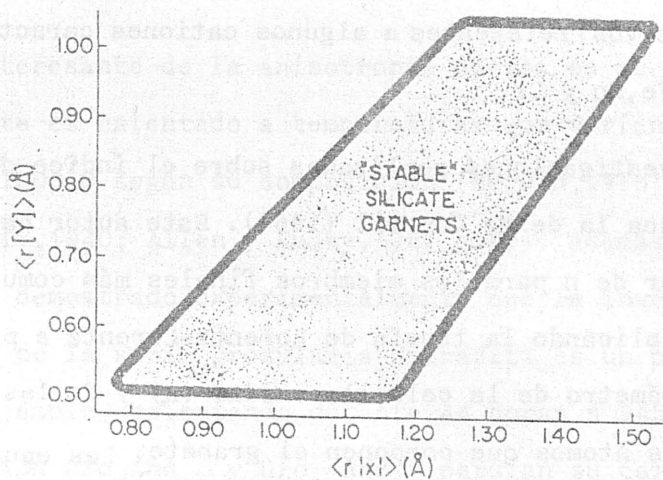


Fig.III.5. Campo de "estabilidad" estructural de granates silicatados en función de los radios efectivos de los cationes X e Y (Novak y Gibbs,1971).

III.4. PROPIEDADES FISICAS

Las propiedades físicas de los miembros finales del grupo del granate fueron extrapoladas, por Ford (1915) y Fleischer (1937), a partir de granates de composición intermedia. Estas propiedades comprendían el índice de refracción (n), el peso específico (p.e.) y el parámetro de la celdilla (a). Levin (1949) describió un método para determinar la composición del granate a partir de estas propiedades y de un análisis químico parcial referido al FeO y MnO. Skinner (1956) efectúa las primeras determinaciones físicas sobre miembros finales puros obtenidos sintéticamente. Estos nuevos datos sirvieron de base para la elaboración de diagramas con los que obtener la composición del granate en términos de tres componentes (Sriramadas, 1957), cinco componentes (Winchell, 1958) o seis componentes (Hutchinson, 1974). Una modificación de este tipo de diagramas ha sido propuesta por De Camargo y De Madureira (1976) consistente en la utilización del valor $\Delta 2\theta$ [= $2\theta(420)$ granate - $2\theta(10\bar{1}1)$ cuarzo standard] en lugar del parámetro a . Estos métodos de determinación física de granates han tenido una amplia difusión pero debe tenerse en cuenta que pueden conducir a resultados ambiguos si no van acompañados de datos químicos adicionales (cuantitativos o semicuantitativos) referentes a algunos cationes característicos, fundamentalmente Fe, Mn y Cr.

Entre las investigaciones realizadas sobre el índice de refracción del granate destaca la de Mc Connell (1964). Este autor calculó de modo teórico el valor de n para los miembros finales más comunes y algunos hidrogranates aplicando la teoría de Lorentz-Lorentz a partir de los valores del parámetro de la celdilla unidad (a) y de las refractividades iónicas de los átomos que componen el granate. Las ecuaciones utilizadas por Mc Connell ponen de manifiesto que la mayor contribución al n la constituyen los átomos de oxígeno (entre un 69% en la andradita y-

un 94% en el piropo) y la menor los átomos de silicio (aproximadamente un 1%). Más recientemente, Biswas (1973) ha estudiado la dispersión del índice de refracción y la reflectividad de 50 granates naturales en función de su composición química.

Uno de los aspectos más llamativos, y a la vez más controvertido, es la existencia de birrefringencia óptica en granates, especialmente en los de composiciones intermedias pertenecientes a la serie grosularia-andradita. La birrefringencia suele ser débil ($<0,005$) aunque, a veces, puede alcanzar valores relativamente elevados ($0,010-0,012$). También es común la presencia en un mismo cristal de sucesivas zonas alternantes-isótropas y anisótropas. Los granates con esta anomalía óptica muestran habitualmente un maclado en sectores característicos. La morfología externa se conserva por un maclado compuesto por unidades piramidales cuyos vértices convergen en el centro y cuyas bases definen la forma externa del cristal. Winchell y Winchell (1951) estudiaron estas maclas y distinguieron varios tipos: dodecaédrico (el más común, compuesto por doce pirámides rómbicas), hexaquisoctaédrico, trapezoédrico y octaédrico (el menos frecuente).

En algunos casos pueden coexistir en un mismo cristal varios tipos de maclas e incluso estar interpenetrados.

Una cualidad interesante de la anisotropía óptica es su desaparición cuando el granate es calentado a temperaturas que varían aproximadamente entre 800 y 1000°C según su composición (Merwin, 1915; Stose y Glass, 1938; Kozu et al., 1940; Allen y Fahey, 1957, etc.). Además, Hariya y Kimura (1978) han demostrado experimentalmente que la inversión de granates anisótropos de la serie grosularia-andradita es un proceso reversible: así, por ejemplo, calentando durante 44 horas a 945°C , los granates de composición $\text{Gro}_{8}\text{And}_{92}$ y $\text{Gro}_{84}\text{And}_{16}$ perdían su carácter anisótropo que recuperaban nuevamente después de un proceso de temple ("annealing") a 800°C (durante 72 horas) o a 600°C (durante 42 horas).

En las primeras descripciones de granates ópticamente anómalos (Des cloizeaux, 1867; Rosenbusch, 1873; Mallard, 1876, etc.) se discutía la birrefringencia en términos de maclado entre los sectores de crecimiento. Con posterioridad, un amplio número de autores ha puesto especial énfasis en los aspectos genéticos, y relacionan las anomalías ópticas con deformaciones cristalinas ocurridas durante el crecimiento (Brauns, 1891; Rinne, 1925) o con un estado de tensión inducido en los cristales por oscilaciones físico-químicas de las condiciones de crecimiento (Goldschmidt, 1911; Chase y Lefever, 1960; Verkaeren, 1971; Lessing y Standish, 1973).

Blanc y Maisonneuve (1973) atribuyen la birrefringencia a un efecto magneto-óptico relacionado con la presencia de iones magnéticos del grupo de las tierras raras que sustituyen al calcio en las posiciones X. Finalmente, Takeuchi y Haga (1976) y Takeuchi et al. (1982) indican que el ordenamiento de cationes Y en la estructura del granate cálcico da lugar a dos posiciones octaédricas no equivalentes y, por tanto, a una disminución de la simetría respecto a la estructura desordenada cúbica. La estructura ordenada, con simetría ortorrómbica justifica, obviamente, el carácter anisótropo de algunos granates. Mariya y Kimura (1978) y Velasco et al. (1981) apoyan también esta última hipótesis.

En resumen, a pesar de las numerosas investigaciones sobre el tema del origen de la anisotropía y del maclado sectorial del granate son problemas que todavía no han quedado resueltos.

Algunas propiedades físicas del granate tales como las propiedades elásticas (Bonczar et al., 1977; Babuska et al., 1978; Levien et al., 1979, etc.) y la conductividad térmica (Horai, 1971) son de indudable interés en la interpretación de los aspectos sísmicos o de flujo de calor en los estudios que se realizan sobre el manto terrestre. Otras propiedades que han recibido atención por parte de los investigadores son la susceptibilidad magnética (Biswas, 1974), microdureza (Leoni et al., 1976) y la absorción de diversas radiaciones (Clark, 1957; Manning, -

1967,1969,1972; Moore y White,1972; Runciman y Sengupta,1974; Runciman y Marshall,1975,etc.).

En la Tabla III.8. se resumen las principales propiedades físicas que se refieren a los miembros finales de los granates más comunes.

Tabla III.8. Propiedades físicas de los miembros finales de los granates más comunes (+).

Nombre	n(Na)	(g/cm ³)	a _o (Å)	V _m (cm ³ /mol)	Módulo volumen (Mbar)	Conducti- vidad tér- mica. mcal/cm.s °C
Almandino	1,829	4,315	11,528	115,35	1,779	7,91
Espesartina	1,799	4,197	11,615	117,95	1,742	8,11
Piropo	1,714	3,582	11,459	113,29	1,750	7,59
Grosularia	1,734	3,594	11,851	125,31	1,691	13,46
Andradita	1,887	3,859	12,048	131,69	1,379	7,38
Uvarovita	1,865	3,850	11,996	129,97	1,43	-

(+) Datos de: Skinner (1956), Hsu (1968), Horai (1971), Huckenholz y Knittel (1975), Babuska et al. (1978).

Algunos granates sintéticos con cationes del grupo de las tierras raras poseen en la actualidad un amplísimo campo de aplicación en tecnología electrónica y producción de rayos laser. Una revisión completa de las propiedades magnéticas, ópticas, térmicas y elásticas de este tipo de granates ha sido realizada por Khattak y Wang (1976).

IV.1. INVERSIÓN Y SUBDIVISIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA

En el estudio de estos fenómenos, el complejo Nevado-Filabres es el más interesante de la zona estudiada (Fig. 11). Fue definido por Espinosa (1951) en las unidades de "el cristallino de Sierra Nevada" y la "zona de metamorfismo" establecidas con anterioridad por Brown (1929). Las investigaciones posteriores realizadas en la Sierra de los Filabres y en Sierra Nevada han puesto de manifiesto la existencia de importantes diferencias entre ambas en lo que

IV

EL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA: PETROGRAFIA Y DATOS QUIMICOS DE LAS ROCAS CON GRANATES

El estudio petrográfico del sector central de Sierra Nevada, en el sector central de Sierra Nevada, en dos grandes unidades: el sector central de Sierra Nevada y el punto del Nacimiento, este último correspondiente al primer grupo.

El carácter de mármol de embudo del sector central de Sierra Nevada es un hecho definitivamente establecido (Esp. 1951; Díaz de Federico, 1957, etc.); sin embargo, en el resto del sector central el carácter de mármol no es tan evidente, ya que no aparecen zonas mármolizadas al mismo. No obstante, en las investigaciones realizadas en el sector central de Sierra Nevada, se han observado en las rocas metamórficas, a diferencia de las rocas mármolizadas y metabasálticas, un tipo de mármol caracterizado por el principio de deformación, en el que se observan y aparecen, que incluso materiales se han observado en el sector de Sierra Nevada (Esp. 1951).

IV.1. INTRODUCCION Y SUBDIVISION TECTONOESTRATIGRAFICA

Desde el punto de vista tectónico, el complejo Nevado-Filábride es el más profundo de la Zona Bética (Fig.IV.1). Fué definido por Egeler (1963) agrupando las unidades de "el cristalino de Sierra Nevada" y la "Mischungszone", establecidas con anterioridad por Brouwer (1926). Las investigaciones posteriores realizadas en la Sierra de los Filabres y en Sierra Nevada han puesto de manifiesto la existencia de importantes diferencias entre ambas en lo que se refiere a las unidades tectónicas distinguidas en cada una de ellas y a las formaciones que comportan. Ello ha llevado a Puga et al. (1974) a revisar la terminología existente y a proponer el uso del nombre de complejo de Sierra Nevada, con aplicación a los materiales nevado-filábrides pertenecientes al sector central de la Cordillera Bética. A su vez, subdividen el complejo de Sierra Nevada en dos grandes unidades estructurales: el manto del Veleta y el manto del Mulhacén, este último superpuesto tectónicamente al primero.

El carácter de manto de corrimiento del manto del Mulhacén es, en la actualidad, un hecho definitivamente establecido (Puga,1971; Puga et al.,1974; Díaz de Federico,1980,etc.); sin embargo, en el caso del manto del Veleta este carácter no es tan evidente, ya que no afloran materiales infrayacentes al mismo. No obstante, su complicación tectónica y su estilo estructural -con pliegues isoclinales tumbados, multitud de superficies de contacto anormal a diferentes escalas, imbricaciones y transposiciones generalizadas- hacen pensar siguiendo el principio de congruencia entre estructuras menores y mayores, que dichos materiales se han desplazado constituyendo un manto de corrimiento (Puga et al.,-

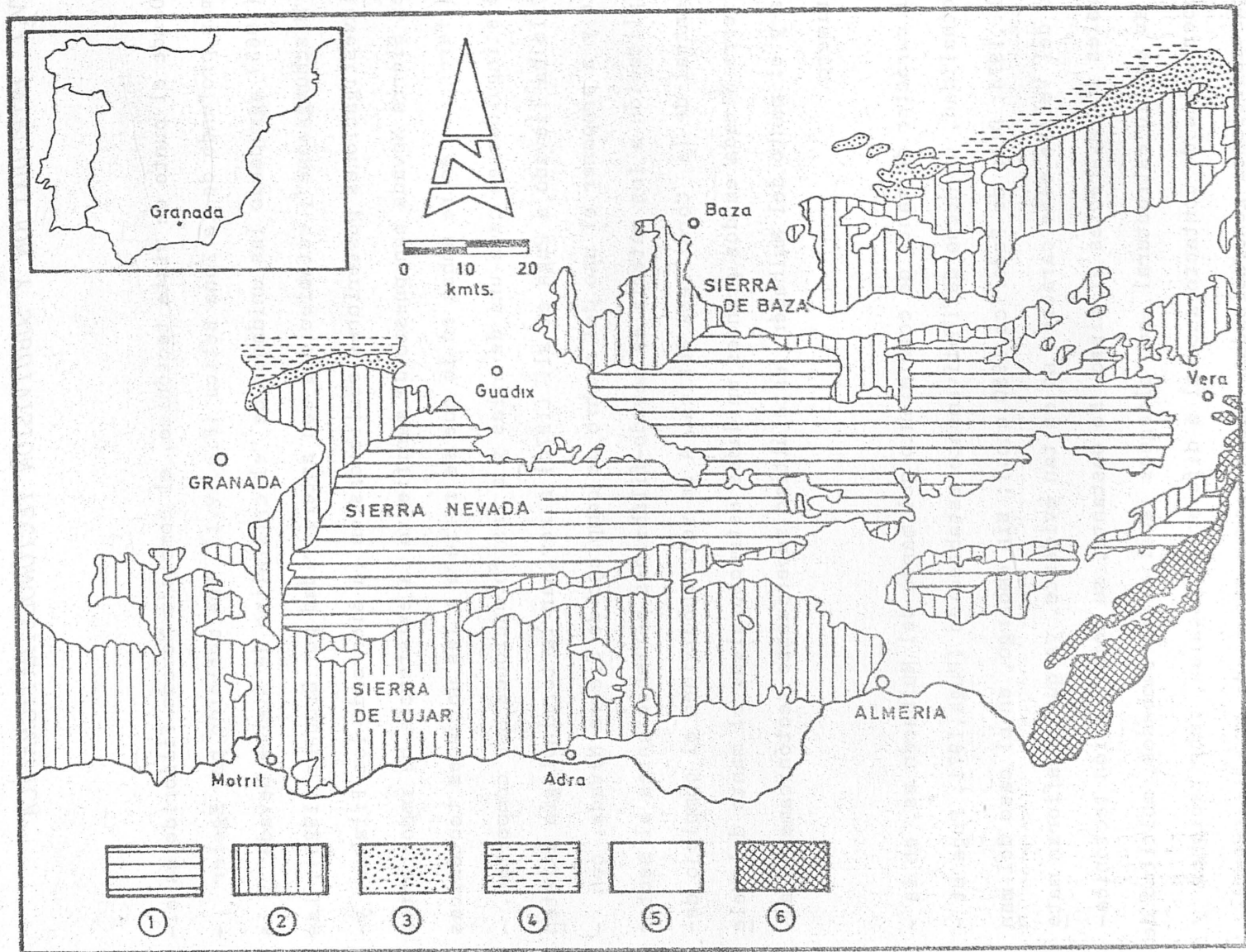


Fig.IV.1. Esquema tectónico de la zona Bética. 1. Complejo Nevado-Filábride. 2. Complejo Alpujárride. 3. Complejo Maláguide. 4. Zonas externas. 5. Materiales postorogénicos (Neógeno-Cuaternario). 6. Rocas volcánicas (Neógeno)

1974; Díaz de Federico, 1980).

Estos autores subdividen el manto del Mulhacén en dos unidades o con - juntos con netas afinidades litológicas. Basan la superposición tectónica entre ambas unidades, fundamentalmente, en los siguientes argumen - tos:

- a) la existencia, aunque local, entre las dos unidades de una - formación intraorogénica de mármoles conglomeráticos y metaci - neritas con un grado de recristalización metamórfica inferior al presentado por la unidad superior.
- b) diferencias de metamorfismo entre las dos unidades.
- c) superposición de diferentes niveles de la unidad superior sobre la inferior y existencia de fenómenos de milonitización en es - tos niveles.

Gómez Fugnaire (1979) , en su estudio sobre la Sierra de Baza, opina que existe una continuidad en sentido estratigráfico entre las diferentes - formaciones que componen la unidad de Charches (equivalente al manto - del Mulhacén). Puntualiza, sin embargo, que el contacto actual de la - formación superior (formación de las Piletas) con las infrayacentes es localmente tectónico, aunque con magnitudes de desplazamiento aparente - mente pequeñas. Además, esta autora, define una formación, denominada - del Cerro de los Lobos, similar a la de mármoles conglomeráticos y me - tacineritas referida anteriormente, pero la atribuye a un depósito en - cuencas someras muy localizadas, desarrolladas probablemente durante -

En relación con el manto del Veleta, Díaz de Federico (1980) manifiesta que es probable que este manto esté subdividido en unidades tectónicas, incluso con envergadura de manto de corrimiento pero que su distinción es sumamente dificultosa a la vista de la homogeneidad litológica y de la imposibilidad de detectar diferencias de metamorfismo en los mate - riales que integran este manto.

En resumen, la existencia generalizada de diferentes unidades tectónicas dentro de cada uno de los mantos del complejo de Sierra Nevada no está resuelta totalmente. Las relaciones espaciales son, con frecuencia, poco explícitas y sólo localmente existen argumentos que pueden apoyar la existencia de tales unidades.

En la Fig. IV.2. se recopilan las divisiones existentes en el complejo de Sierra Nevada, así como las formaciones que comportan en diferentes localidades del ámbito de Sierra Nevada, con referencias a las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Mapa Geológico Nacional.

A continuación se describen los rasgos más importantes de las series metamórficas que constituyen los mantos del Veleta y del Mulhacén, con especial énfasis en los aspectos mineralógicos y químicos de las rocas que contienen granate. El lector interesado en una descripción más completa y detallada puede hallarla en las Tesis Doctorales de Puga (1971), Gómez Pugnaire (1979) y Díaz de Federico (1980).

IV.2. MANTO DEL VELETA

Es la unidad estructuralmente más profunda y la de afloramiento más extenso, ya que ocupa la mayor parte de la superficie de Sierra Nevada. El muro de esta unidad no aflora en ningún punto por lo que la potencia, que de ella puede determinarse, representa un valor mínimo y referido a la esquistosidad principal de las rocas. De acuerdo con esto, en los dos cortes principales realizados, la potencia puede estimarse en unos 5500 m en el sector del puerto de La Ragua y en unos 2500 m en el sector del Veleta.

Los aspectos más característicos del manto del Veleta son la gran monotonía de sus materiales, la presencia constante de grafito y el tamaño

HOJA M.G.E.	GUEJAR-SIERRA	ALDEIRE	LANJARON	GUADIX	LA PEZA
MANTO DEL MULHACEN	UNIDAD DE LAS SABINAS F.de mármoles y ortogneises F.Micasquistos granatíferos Serpentinitas	UNIDAD DE LAROLES F.de mármoles y gneises T.de mármoles y gneises T.de micasquistos epidóticos con turmalina T.de micasquistos grafitosos con granate	UNIDAD DE LANJARON Mármoles cipolínicos y ortogneises Micasquistos epidóticos con turmalina.Gneises	UNIDAD DE DOLAR Mármoles cipolínicos Micasquistos epidóticos con Tur, Ky, Cld	SERIE DEL ALGUACIL Mármoles cipolínicos Micasquistos epidóticos con Tur. Gneises Micasquistos feldespáticos con Anf,Grt,Cld Anfibolitas
	F.DE MARMOLES CONGLOMERATIVOS Y METACINERITAS	F.DE MARMOLES CONGLOMERATIVOS Y METACINERITAS	F.DE MARMOLES CONGLOMERATIVOS Y METACINERITAS	F.DE MARMOLES CONGLOMERATIVOS Y METACINERITAS	
	UNIDAD DE LA CALDERA F.de mármoles con granate F.de micasquistos feldespáticos y ortogneises F.de micasquistos con Ky, St, Grt, Cld Anfibolitas Serpentinitas	UNIDAD DE MAIRENA F. de mármoles F.de micasquistos feldespáticos y gneises F.de micasquistos con Gr,Ky,St,Grt,Cld Anfibolitas Serpentinitas y Peridotitas	UNIDAD DE SOPORTUJAR Mármoles cipolínicos Gneises Micasquistos feldespáticos y anfibólicos Micasquistos grafitosos con Ky,St,Grt,Cld Anfibolitas	UNIDAD DEL CARDAL Mármoles y gneises Micasquistos feldespáticos y anfibólicos Micasquistos grafitosos con Ky,St,Grt,Cld Anfibolitas Serpentinitas	
MANTO DEL VELETA	UNIDAD DE LAS YEGUAS F.de cuarcitas y micasquistos feldespáticos F.de micasquistos grafitosos con Fd,Cld,Bt Anfibolitas Serpentinitas	UNIDAD DE LA RAGUA Cuarcitas feldespáticas Micasquistos grafitosos con Fd,Cld,Bt Anfibolitas	UNIDAD DE PEÑA CABALLERA Micasquistos grafitosos con Fd,Cld,Bt,Grt Anfibolitas	UNIDAD DE LA LORI Cuarcitas feldespáticas Micasquistos grafitosos con Fd,Cld,Bt	SERIE DEL CAMARATE Cuarcitas Micasquistos grafitosos con Fd,Grt,Bt Ortoanfibolitas

Fig.IV.2. Divisiones establecidas en el complejo de Sierra Nevada con referencia a las hojas geológicas (escala 1:50.000) del Mapa Geológico Nacional.

pequeño de la mayor parte de los minerales que lo componen. Casi en su totalidad, las rocas de este manto son de tipo pelítico o semipelítico, entre las que se intercalan cuarcitas, especialmente en la parte superior de la serie. Completan los tipos de rocas presentes algunos gneises, anfibolitas y serpentinitas. Las rocas carbonatadas están ausentes en la secuencia del manto del Veleta, si se exceptúan algunos escasísimos niveles delgados (menos de 1 metro) de mármoles con grafito, recientemente descubiertos por Díaz de Federico (1980).

IV.2.1. FORMACION DE MICASQUISTOS.

La secuencia litológica del manto del Veleta está constituida, en su mayor parte, por una alternancia de diferentes tipos de micasquistos. De acuerdo con su composición mineralógica las variedades de micasquistos son, por orden de abundancia, las siguientes: micasquistos con granate, micasquistos con granate y cloritoide, micasquistos feldespáticos, micasquistos con granate y feldespato, y micasquistos con cloritoide. Todas estas variedades contienen cantidades variables de clorita. Como muestra la Fig. IV.3. no puede establecerse una distribución regular o preferencial de cada variedad de micasquistos a lo largo de la secuencia, aunque pueden existir tramos potentes (más de 100-200 m) constituidos por un solo tipo de micasquisto. La existencia probable de varias unidades tectónicas, como sugiere Díaz de Federico (1980), puede ser una de las causas de esta distribución de las rocas y de la ausencia de variaciones significativas en el grado de metamorfismo dentro de la serie.

La composición mineralógica de las rocas pelíticas y semipelíticas del manto del Veleta es bastante semejante, con la excepción de la presencia o ausencia de minerales tales como granate, cloritoide o feldespato, que determinan cada una de las variedades de micasquistos. El cuar

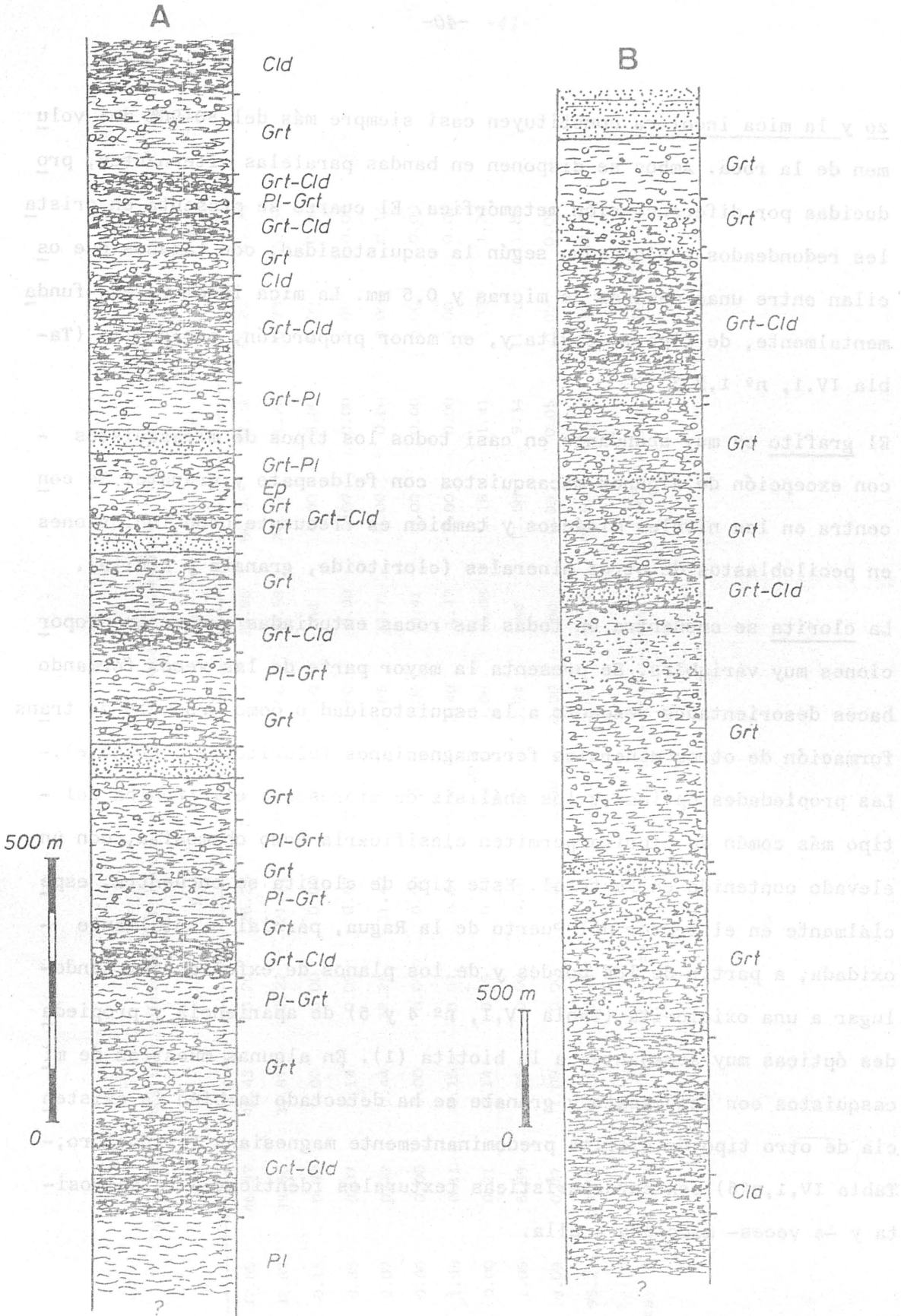


Fig. IV.3. Columnas litológicas del manto del Veleta. A) Sector del Pico del Veleta, B) sector del Puerto de la Ragua.

zo y la mica incolora constituyen casi siempre más del 80-90% del volumen de la roca. Ambos se disponen en bandas paralelas alternantes, producidas por diferenciación metamórfica. El cuarzo se presenta en cristales redondeados o alargados según la esquistosidad, con tamaños que oscilan entre unas decenas de micras y 0,5 mm. La mica incolora es, fundamentalmente, de tipo moscovita y, en menor proporción, paragonita (Tabla IV.1, nº 1,2,3).

El grafito es muy abundante en casi todos los tipos de micasquistos - con excepción de algunos micasquistos con feldespato y granate. Se concentra en los niveles micáceos y también es frecuente como inclusiones en peciloblastos de otros minerales (cloritoide, granate y albita).

La clorita se encuentra en todas las rocas estudiadas aunque en proporciones muy variables. Se presenta la mayor parte de las veces formando haces desorientados respecto a la esquistosidad o como producto de transformación de otros minerales ferromagnesianos (cloritoide y granate).- Las propiedades ópticas y los análisis de microsonda electrónica del tipo más común de clorita permiten clasificarla como chamosita, con un elevado contenido en Fe total. Este tipo de clorita se encuentra, especialmente en el sector del Puerto de la Ragua, parcial o totalmente oxidada, a partir de los bordes y de los planos de exfoliación, dando lugar a una oxiclorita (Tabla IV,1, nº 4 y 5) de apariencia y propiedades ópticas muy semejantes a la biotita (1). En algunas muestras de micasquistos con feldespato y granate se ha detectado también la existencia de otro tipo de clorita predominantemente magnésiana (clinocloro,- Tabla IV,1,nº6) con características texturales idénticas a la chamosita y -a veces- asociada a ella.

(1) Cloritas de características análogas han sido también analizadas y están siendo objeto de estudio por Gómez Pugnaire (com.pers.).

Tabla IV.1. Análisis químicos (M.E.) de minerales de las rocas del manto del Veleta.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.85	46.97	46.43	25.26	26.25	25.72	24.19	25.66	66.51	67.32	65.20	65.78
Al ₂ O ₃	32.67	39.55	39.87	22.22	21.71	21.59	40.06	40.58	20.37	21.26	20.73	20.53
Cr ₂ O ₃	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	nd	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.35	0.07	0.14	0.09	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.07	0.42	0.44	32.25	31.47	24.31	25.85	23.71	0.00	0.00	0.00	0.11
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.98	0.11	0.16	8.07	8.81	15.46	2.40	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.21	0.14	0.69	0.27	0.00	0.06	0.08	1.16	1.41	1.37	1.31
Na ₂ O	1.05	6.89	6.65	0.00	0.08	0.00	0.04	nd	11.58	9.34	11.75	11.89
K ₂ O	9.09	0.77	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	nd	0.03	0.05	0.05	0.05
Total	95.21	94.99	95.21	88.58	88.86	87.15	92.60	91.90	99.62	99.38	99.10	99.67

1: Moscovita; 2 y 3: Paragonita; 4 y 5: Clorita (oxidada); 6: Clorita (clinocloro); 7 y 8: Cloritoide; 9,10,11 y 12: Plagioclasa.

El cloritoide aparece generalmente asociado con lechos ricos en grafito. Se presenta en pequeños cristales de 200 a 500 micras, excepcionalmente de más de un milímetro, con inclusiones de grafito, mena opaca y cuarzo. Algunos cristales presentan una zona externa de recrecimiento-desprovista de inclusiones. Los análisis de microsonda (Tabla IV.1., nº 7 y 8) indican que se trata de una variedad muy rica en Fe (relación Mg/Fe entre 0,11 y 0,17).

La plagioclasa se presenta en peciloblastos xenomorfos, raras veces macizados, de tamaño comprendido entre 0,5 y 2 mm. Contiene abundantes inclusiones (cuarzo, grafito, granate, mica incolora,...) dispuestas helicíticamente y en perfecta continuidad con la matriz. Los análisis de microsonda (Tabla IV.1., nº 9,10,11 y 12) permiten clasificar la plagioclasa como albita, con contenidos en anortita que oscilan entre el 5 y el 8%.

El granate es, por lo general, el mineral más ampliamente representado después del cuarzo y la mica incolora en los micasquistos del manto del Veleta. Constituye peciloblastos de tamaño medio en torno a 1-2 mm con morfologías y texturas muy variadas (se describen más adelante). Su composición es fundamentalmente almandínica (65-75%), con importantes cantidades de grosularia y contenidos menores en piropo y espesartina, por este orden de abundancia.

Las menas metálicas opacas están presentes en todas las rocas aunque en cantidades escasas y con tamaños pequeños, lo que dificulta, en muchos casos, su determinación. Su concentración aumenta en relación directa con la relación mica/cuarzo de la roca y, así, están más ampliamente representadas en los micasquistos con granate y cloritoide y, especialmente, en los lechos ricos en grafito. La mena más frecuente presenta características ópticas que permiten clasificarla como titanohematites o ferrianiilmenita. Se presenta en cristales aislados de tamaño medio entre 150 y 300 micras, o bien asociada a rutilo. En este último

caso, lo más común es que el rutilo ocupe la parte central del cristal y el α -óxido de Fe-Ti la periferia, aunque también puede darse la situación inversa. Además, en algunas muestras se ha observado la existencia de intercrecimientos de titanohematites y ferrianilmenita (ilmeno-hematites) y, excepcionalmente, cristales aislados de pirita.

Otros minerales se encuentran en la mayor parte de las rocas estudiadas, aunque siempre en cantidades muy pequeñas, tales como turmalina, biotita, zircón y apatito. En algunos micasquistos con feldespato y granate se han detectado, además, titanita y epidota.

IV.2.2. CUARCITAS.

Las cuarcitas están bien representadas en el manto del Veleta. Se presentan en dos situaciones: a) como intercalaciones de potencia decimétrica a métrica entre micasquistos y b) constituyendo tramos o formaciones más potentes de varias decenas de metros (sector del Veleta) o de más de un centenar de metros (sector de La Ragua). Estos tramos potentes se sitúan en las partes media y superior de la serie, y en el caso del sector de La Ragua marcan perfectamente el techo de la secuencia de materiales que integran el manto del Veleta.

Las cuarcitas intercaladas presentan características y composición análoga a los micasquistos y pueden considerarse, en muchos casos, como rocas transicionales entre cuarcitas propiamente dichas y micasquistos. Suelen diferenciarse sobre el terreno por su color gris claro, su mayor cohesión y sus superficies de esquistosidad planas. Pueden clasificarse como cuarcitas micáceas. Las que coronan la serie del Veleta se caracterizan por su color blanco o gris claro y por la facilidad para escindirse en capas milimétricas o centimétricas. Corresponden a cuarcitas albíticas.

La composición mineralógica de las cuarcitas es cualitativamente casi idéntica a la de los micasquistos descritos en el apartado anterior, variando sólo las proporciones relativas de los minerales. Destacan el cuarzo y la albita que comprenden entre ambos más del 80% de la roca y -en algunas cuarcitas muy puras- casi la totalidad de la misma.- El tamaño de grano es pequeño (en general inferior a 200-300 micras); sólo sobresalen la albita y el granate, que -a veces- pueden alcanzar casi un milímetro, y la clorita y la mica incolora que llegan a las 500 micras.

El resto de los minerales son muy minoritarios y de pequeño tamaño (menos de 100 micras), y son los siguientes: turmalina, biotita, grafito, zircón, rutilo, titanohematites/ferriannilmenita, titanita y, muy raramente, cloritoide.

IV.2.3. COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS DEL MANTO DEL VELETA.

En la Tabla IV.2. se muestran los resultados de los análisis químicos de rocas del manto del Veleta. A partir de estos datos se han elaborado una serie de diagramas (Fig.IV.4 y IV.5) que permiten visualizar y comparar el quimismo de dichas rocas. El primer aspecto que debe mencionarse es que las rocas analizadas se agrupan en un campo composicional que corresponde al de las rocas pelíticas y semipelíticas (Fig. IV.5.). Sólo la muestra NV-394 (análisis nº 7) se aparta significativamente de las demás, y su quimismo cae dentro del campo de las areniscas y, más concretamente, próximo al de las grauvacas (Fig.IV.5,b).

Aún tratándose de rocas pelíticas, las del manto del Veleta muestran algunas diferencias químicas respecto a las rocas metapelíticas más típicas. Así, si se compara con los valores de la pelita promedio, se observa que las rocas estudiadas se caracterizan por su elevado conte

Tabla IV.2.. Composición química de las rocas del manto del Veleta.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	66.64	69.42	57.66	60.87	63.04	39.79	78.03	54.23	69.65	56.21	65.51	73.08	67.94
Al ₂ O ₃	16.98	16.10	19.79	19.04	17.14	32.24	11.63	23.50	15.07	22.62	17.23	15.12	15.52
TiO ₂	1.09	0.83	1.19	1.26	1.05	2.14	0.27	1.54	0.95	1.26	1.05	0.79	0.97
Fe ₂ O ₃	1.55	2.15	4.11	2.96	2.74	2.34	0.79	3.10	1.49	3.08	1.32	1.77	2.16
FeO	4.12	2.70	3.85	4.76	3.59	8.44	1.69	5.22	4.07	5.27	4.78	1.80	3.77
MnO	0.08	0.06	0.12	0.08	0.10	0.11	0.03	0.12	0.08	0.16	0.07	0.04	0.06
MgO	1.26	1.09	1.81	1.47	1.59	1.68	0.97	1.55	1.13	1.90	1.45	0.77	1.41
CaO	0.31	0.33	1.51	0.30	2.00	0.33	0.38	0.44	0.44	0.70	0.40	0.13	0.19
Na ₂ O	1.10	1.15	1.93	1.08	1.31	2.24	2.46	1.60	0.94	1.37	0.90	1.09	1.10
K ₂ O	2.49	2.32	3.23	3.31	3.28	3.93	1.19	3.02	2.14	3.53	2.76	2.51	2.22
P.C.	4.09	3.39	4.49	4.94	3.75	6.46	1.48	4.99	3.26	4.11	3.63	2.62	3.99
Total	99.71	99.54	99.69	100.07	99.59	99.70	98.92	99.31	99.22	100.21	99.10	99.72	99.33
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.25	0.42	0.49	0.36	0.41	0.20	0.30	0.35	0.25	0.34	0.20	0.47	0.34
Mg/Mg + Fe ²	0.35	0.42	0.46	0.36	0.44	0.26	0.51	0.35	0.33	0.39	0.35	0.43	0.40
al	51.18	52.75	44.30	48.43	43.68	53.60	49.36	51.47	49.60	48.73	49.71	56.66	48.75
fm	33.54	30.86	34.62	36.55	32.51	32.21	25.06	33.86	35.06	35.44	35.30	25.56	36.94
c	1.70	1.97	6.15	1.39	9.27	1.00	2.93	1.75	2.63	2.74	2.10	0.89	1.08
alk	13.58	14.42	14.93	13.63	14.54	13.20	22.64	12.92	12.71	13.09	12.89	16.90	13.23
mg	0.29	0.29	0.30	0.26	0.32	0.22	0.42	0.25	0.27	0.29	0.30	0.29	0.30
k	0.60	0.57	0.52	0.67	0.62	0.54	0.24	0.55	0.60	0.63	0.67	0.60	0.57

Composición mineralógica: 1:(NV-374) Qtz,Mcs,Grt,Chl,Gr,Ilm-Hem,(Tur,Pl); 2:(NV-407) Qtz,Mcs,Grt,Pl,Chl,Gr,Ilm-Hem,(Rt,Tur,Ttn,Zrn); 3:(NV-355) Mcs,Qtz,Grt,Pl,Chl,Ttn,Gr,Tur,(Rt); 4:(NV-432) Mcs,Qtz,Chl,Grt,Gr,Ilm-Hem,Cld,(Tur,Zrn); 5:(NV-402) Qtz,Mcs,Pl,Grt,Chl,Gr,(Tur,Ttn,Czo,Rt,Py); 6:(NV-404) Mcs,Qtz,Chl,Cld,Grt,Gr,Ilm-Hem,(Rt); 7:(NV-394) Qtz,Pl,Mcs,Chl,Grt,Tur,(Ilm-Hem,Ttn,Gr,Rt); 8:(NV-429) Mcs,Qtz,Grt,Ilm-Hem,Chl,Gr,(Tur,Cld,Zrn); 9:(NV-364)Mcs,Qtz,Grt,Chl,Cld,Gr,Ilm-Hem; 10:(NV-423) Mcs,Qtz,Grt,Chl,Gr,Ilm-Hem,(Pl,Tur); 11:(NV-370) Mcs,Qtz,Grt,Chl,Cld,Gr,Ilm-Hem,(Tur); 12:(NV-444) Qtz,Mcs,Grt,Gr,Ilm-Hem,Chl,(Tur,Rt); 13:(NV-440M) Qtz,Mcs,Grt,Chl,Gr,Ilm-Hem,Pl,Tur.

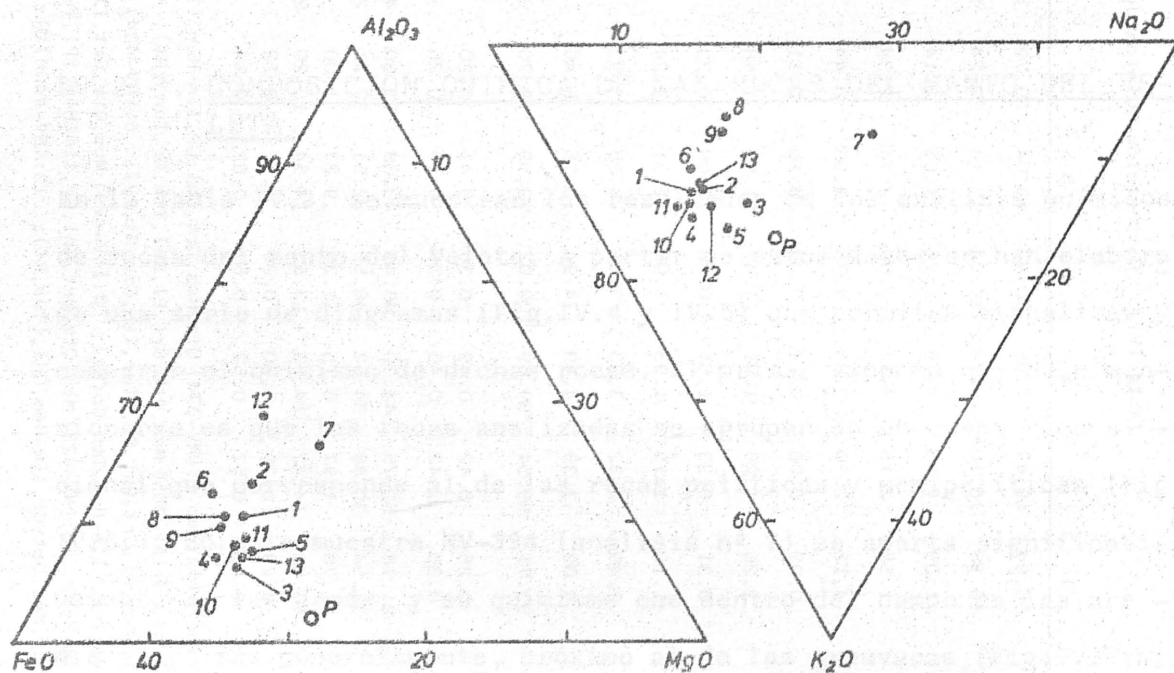
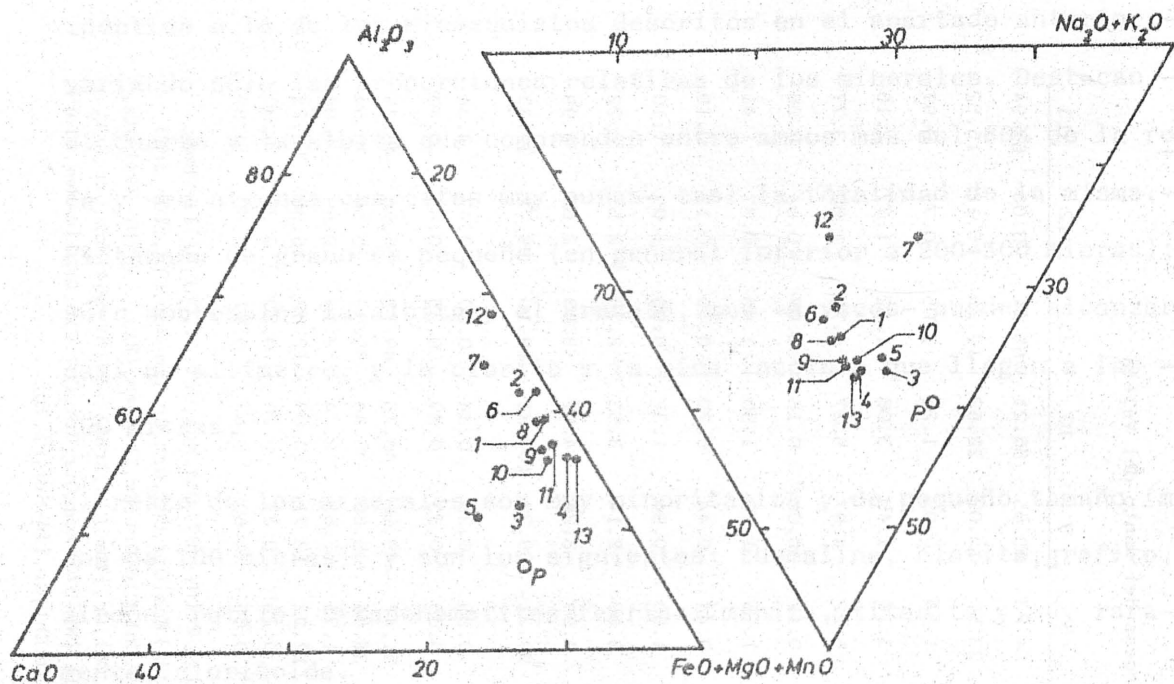


Fig. IV.4. Representaciones gráficas de la composición química de las rocas del manto del Veleta (en proporciones moleculares). P indica la composición de la pelita pro medio.

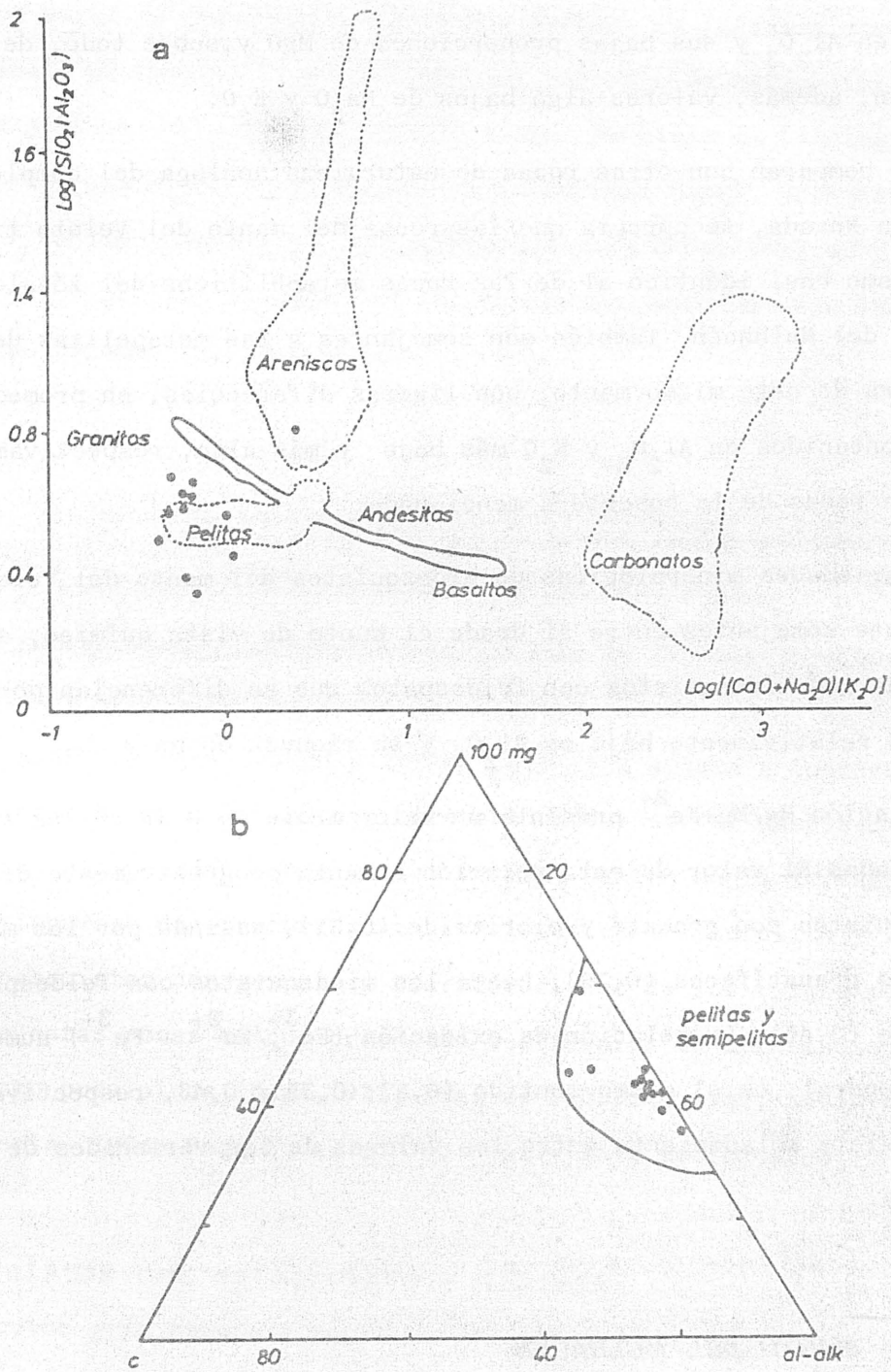


Fig. IV.5. Situación de las rocas del manto del Veleta en el diagrama de Garrels y Mackenzie, 1971 (a) y en el de Leake, 1964 (b).

nido en Al_2O_3 y sus bajas proporciones de MgO y, sobre todo, de CaO . Presentan, además, valores algo bajos de Na_2O y K_2O .

Si se comparan con otras rocas de naturaleza análoga del complejo de Sierra Nevada, se aprecia que las rocas del manto del Veleta tienen un quimismo casi idéntico al de las rocas metapelíticas del zócalo del manto del Mulhacén. También son semejantes a las metapelitas de la cobertera de este mismo manto, con ligeras diferencias, en promedio en los contenidos en Al_2O_3 y K_2O más bajo y más alto, respectivamente, en las rocas de la cobertera mencionada.

Las variedades mineralógicas de micasquistos del manto del Veleta son bastante semejantes entre sí desde el punto de vista químico, si se exceptúan los micasquistos con feldespatos que se diferencian por su contenido relativamente bajo en Al_2O_3 y su riqueza en Na y Ca .

La relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ presenta un valor medio de 0,39 en las rocas analizadas. El valor de esta relación aumenta progresivamente desde los micasquistos con granate y cloritoide (0,32), pasando por los micasquistos granatíferos (0,39), hasta los micasquistos con feldespatos y granate (0,46). La relación de oxidación ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$) aumenta, de modo general, en el mismo sentido (0,27; 0,35 y 0,43, respectivamente) pero existe solapamiento entre los valores de las variedades de micasquistos.

IV.3. MANTO DEL MULHACEN

El manto del Mulhacén está superpuesto tectónicamente al del Veleta. Aflora en torno a él formando una franja de materiales que borda Sierra Nevada y que está limitada a techo por el complejo Alpujarride. Otras veces constituye isleos tectónicos que alcanzan varios km de extensión, como el que da lugar al pico del Mulhacén.

En este manto se pueden distinguir dos partes: la inferior corresponde a un zócalo paleozoico o más antiguo, de composición metapelítica muy rico en grafito, y la parte superior a una cobertera de litología muy variada integrada por micasquistos de diferentes tipos, cuarcitas, gneises, anfibolitas, eclogitas, serpentinitas y mármoles (Fig.IV.6). La potencia del manto varía según los afloramientos, pero considerada en su totalidad alcanza los 1000 m.

IV.3.1. FORMACION DE MICASQUISTOS GRAFITOSOS CON ESTAUROLITA, DISTENA, GRANATE Y CLORITOIDE (ZOCALO).

Esta formación contrasta fuertemente con las de la cobertera por sus asociaciones mineralógicas y sus características de campo. Su potencia máxima puede estimarse en unos 200 m, pero está sujeta a fuertes variaciones locales debido a laminaciones producidas por el desplazamiento del manto del Mulhacén sobre el del Veleta. Dentro de la formación pueden distinguirse dos tramos: a) micasquistos con estaurolita y distena, y b) micasquistos con granate y cloritoide. Uno de los rasgos más llamativos de estas rocas es que presentan testimonios de deformaciones y metamorfismo prealpinos (Puga, 1971; Díaz de Federico, 1980; Estévez y Pérez Lorente, 1974; Puga et al., 1975; Puga y Díaz de Federico, 1976, etc.).

Micasquistos con estaurolita y distena

Son de color gris oscuro o negro; se distinguen por su aspecto masivo y compacto, y por la existencia de grandes cristales, de orden centimétrico, de estaurolita, granates aislados o agrupados en nódulos, cloritoide y pseudomorfos según andalucita. La potencia de este tramo es de unos 20 m. La composición mineralógica general, expresada por orden de abundancia, es la siguiente: mica incolora (moscovita + paragonita) + cuarzo + granate + grafito + cloritoide + estaurolita + distena + clorita -

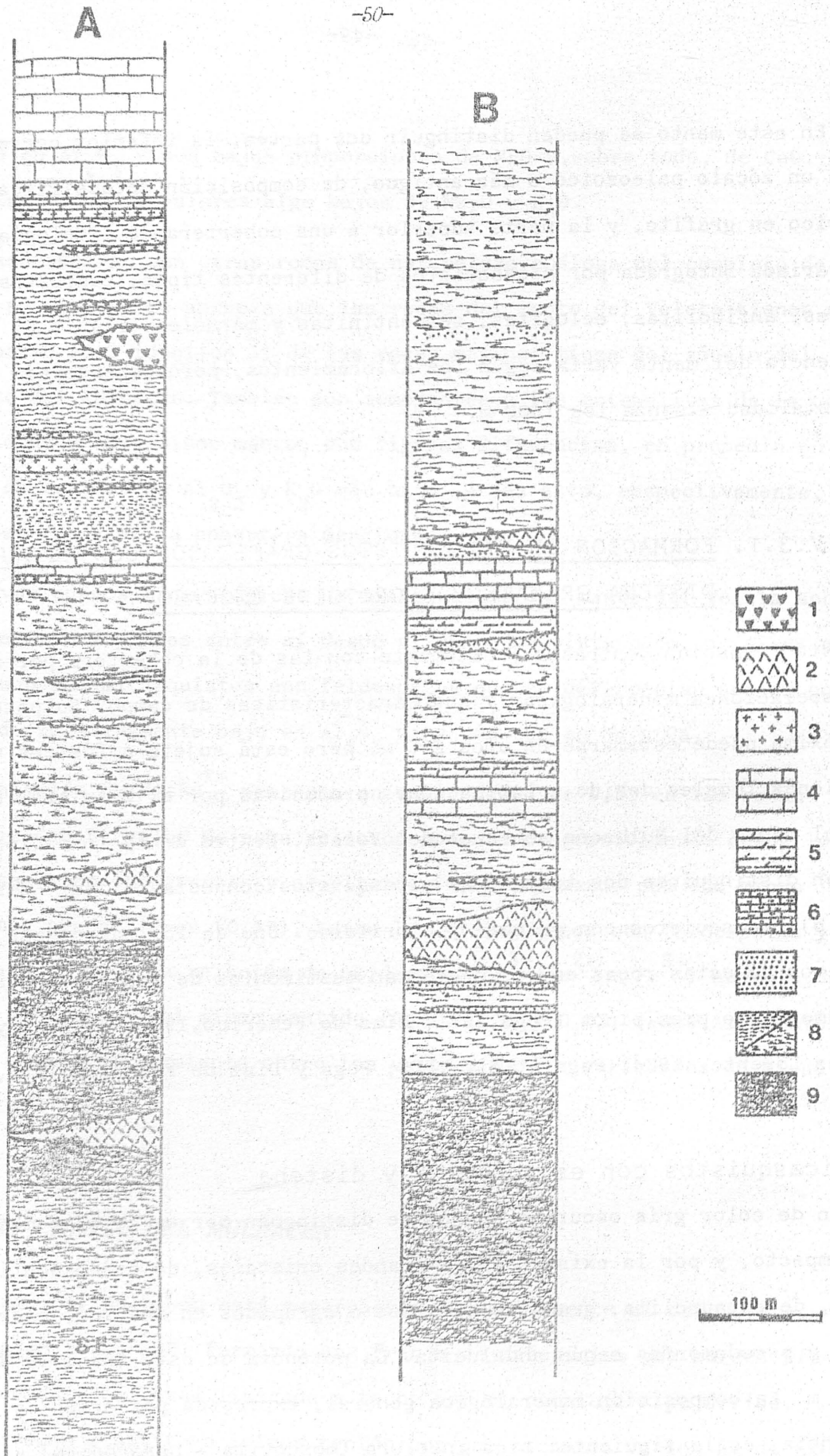


Fig. IV.6. Columnas litológicas del Manto del Mulhacén. A) Sector de Las Sabinas-Río Monachil, B) Sector de La Caldera-Mulhacén. 1:serpentinitas; 2:metabasitas; 3:gneises; 4:mármoles; 5:calcoesquistos; 6:mármoles conglomeráticos; 7:cuarcitas; 8:micasquistos (cobrera); 9:micasquistos (zócalo); SF:Unidad de San Francisco. (A partir de datos del presente estudio y de Puga, 1971).

(clinocloro y chamosita) + biotita + ilmenita + rutilo + turmalina + zircon. La textura es porfiroblástica y esquistosa.

Los minerales que constituyen la matriz (mica incolora, cuarzo y grafito, fundamentalmente) son de tamaño muy pequeño y están distribuidos homogéneamente, sin llegar a diferenciarse netamente en lechos cuarzosos y en lechos micáceos. Los porfiroblastos más llamativos corresponden a antiguas andalucitas pseudomorfizadas por un agregado de pequeños cristales de distena y sericita y, en menor proporción, moscovita y cloritoide. La estauroлита forma cristales idiomorfos con marcada zonación textural definida por zonas sucesivas con diferentes concentraciones de grafito incluido. Generalmente, está transformada -en grado muy variable- a sericita, clorita, cloritoide, mica incolora y granate. El análisis por microsonda revela que la estauroлита presenta muy poca sustitución de Fe^{2+} por Mg y que la zonación textural no se corresponde con una zonación de tipo químico.

El cloritoide, además de presentarse como producto de transformación de los minerales antes citados, constituye peciloblastos idiomorfos con inclusiones abundantes de cuarzo, grafito, mica incolora, rutilo, etc. - orientados según superficies S prealpinas. Los cristales de cloritoide - suelen presentar maclas polisintéticas y, a veces, poseen una zona externa de recrecimiento que carece prácticamente de inclusiones. En general, está poco alterado, aunque en algunas muestras puede estar parcialmente transformado en clorita (chamosita, fundamentalmente), biotita o mica incolora.

La biotita es bastante escasa; puede presentarse en dos situaciones: - asociada a clorita como producto de transformación de otros minerales - ferromagnesianos o como restos de antiguos porfiroblastos posteriormente transformados en numerosos granates de pequeño tamaño. Esta última - situación es exclusiva de los micasquistos que se describen en este apartado. El análisis de microsonda revela que la biotita es predominante -

mente magnesiána ($Mg/Mg + Fe^{2+} = 0,59$) (Tabla IV.3, nº 1).

Tabla IV.3. Análisis químicos (M.E.) de minerales de rocas metapelíticas del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37.80	24.67	0.00	25.39	46.13	24.55	24.36	24.63	29.57
Al ₂ O ₃	19.00	40.96	0.00	21.57	15.11	40.12	40.22	40.15	52.01
Cr ₂ O ₃	0.12	0.00	0.00	0.07	0.00	0.08	0.08	0.05	0.00
TiO ₂	2.11	0.00	52.78	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.43
FeO	14.68	24.51	44.84	19.71	14.21	21.15	20.63	20.64	12.45
MnO	0.00	0.09	0.48	0.16	0.00	0.30	0.31	0.29	0.12
MgO	11.98	2.72	0.16	18.44	10.31	5.18	5.68	5.68	2.49
CaO	0.05	0.00	0.00	0.03	8.02	0.00	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	0.27	0.00	0.00	0.00	4.10	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.90	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.91	92.95	98.25	85.37	98.60	91.38	91.28	91.44	97.10

Zócalo: 1.Biotita. 2.Cloritoide. 3.Ilmenita. Cobrtera: 4.Clorita. 5.Anfibol (barrosita). 6.Cloritoide. 7 y 8.Cloritoide (centro y periferia). 9.Estauroilita.

El granate se presenta, también, en dos formas texturalmente diferentes: a) idióblastos de varios mm de diámetro, poco alterados y prácticamente sin inclusiones; b) pequeños cristales (50 a 300 micras) que constituyen agregados de forma nodular y que proceden de transformación de antiguas biotitas prealpinas. Ambos tipos de granates, aunque de composición diferente, son esencialmente almandínicos (78% alm.).

Micasquistos con granate y cloritoide.

Estos micasquistos se presentan en dos variedades texturales, una de grano fino y otra de grano medio. Se diferencian de los anteriores por la ausencia de estaurolita y de pseudomorfos según andalucita, y por el mejor desarrollo de la esquistosidad. A simple vista, se distinguen cristales milimétricos de granate y de cloritoide. El granate está presente en todas las rocas, no así el cloritoide que se encuentra en un 60% de las muestras recogidas.

La composición mineralógica general es la siguiente: cuarzo + mica incolora (moscovita + paragonita) + granate + clorita (chamosita y clinocloro) + grafito + cloritoide + ilmenita + turmalina + biotita + rutilo + zircón (+ distena)(+clinozoisita). Al microscopio, se aprecia una buena diferenciación en lechos micáceos con grafito y en lechos cuarzosos, estos últimos con importante tectonización. En general, el cuarzo predomina sobre la mica.

El cloritoide presenta características idénticas al descrito en el apartado anterior, aunque en estos micasquistos está mucho mejor representado. El análisis del cloritoide indica que se trata de una variedad muy rica en Fe y pobre en Mg y Mn (Tabla IV.3, nº 2). Existe también otro tipo de cloritoide que se encuentra en cristales pequeños (200 a 400 micras), con pocas inclusiones, orientados según la esquistosidad. Este último tipo se ha formado durante el metamorfismo alpino. El granate es abundante en estas rocas y se presenta de varias formas texturales: a) idioblastos prealpinos, a veces con aureolas de recrecimiento; b) granates grafitosos, de pequeño tamaño y c) peciloblastos sintectónicos con recrecimiento estático. Estos dos últimos tipos y el recrecimiento del primero corresponden al metamorfismo alpino.

La clorita está bien representada, tanto como producto de alteración

de otros ferromagnesianos, como en paquetes orientados y desorientados respecto a la esquistosidad. Fundamentalmente es de composición chamosítica (rica en hierro), pero en los micasquistos de grano más fino predomina el clinocloro. Las menas metálicas predominantes son la ilmenita (análisis nº 3, Tabla IV.3) y el rutilo. En algunas muestras se ha encontrado hematites asociada a ilmenita, ocupando la hematites la zona central del cristal y la ilmenita la periferia.

IV.3.2. COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS DEL ZOCALO DEL MANTO DEL MULHACEN.

En la Tabla IV.4, se presentan los datos correspondientes a 19 análisis químicos de rocas del zócalo del manto del Mulhacén. A partir de estos datos se han elaborado los diagramas de las Figuras IV.7 y IV.8. La composición de todas las rocas del zócalo es muy semejante, como se manifiesta por la densidad de su agrupamiento cualquiera que sea el diagrama que se considere. Estas rocas pueden clasificarse como rocas pelíticas. Sin embargo, su composición química presenta algunas diferencias respecto a los valores medios de las rocas de composiciones pelíticas más típicas (según los datos de Poldervaart, 1955; Shaw, 1956 y Wedepohl, 1969). En conjunto, las rocas del zócalo se caracterizan por el alto contenido en Al_2O_3 y la baja proporción de MgO y, sobre todo, de CaO . Además, pueden considerarse moderadamente pobres en Na_2O y K_2O . En comparación con las metapelitas de la cobertera, las del zócalo son ricas en Al_2O_3 y TiO_2 , y pobres en CaO y, en menor proporción, en MgO y K_2O .

El estado de oxidación, expresado por la relación $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$, varía en casi todas las muestras entre 0,2 y 0,5, con un valor medio de 0,29.

La relación $Mg/Mg + Fe^{2+}$ es muy parecida en todas las rocas analizadas-

Tabla IV.4. Composición química de las rocas del zócalo del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59.71	56.54	58.03	66.65	59.00	58.14	60.71	60.86	56.23	69.05
Al ₂ O ₃	19.15	23.62	20.84	16.86	21.16	21.23	19.06	18.64	23.19	12.92
TiO ₂	1.22	1.08	0.92	0.74	1.11	1.11	0.73	0.83	0.83	1.06
Fe ₂ O ₃	3.39	1.95	3.28	2.14	2.95	1.98	2.60	3.00	3.99	0.56
FeO	4.49	5.40	5.62	3.80	4.77	6.25	5.98	5.11	3.68	7.47
MnO	0.10	0.09	0.13	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.08	0.10
MgO	1.31	1.41	1.53	1.04	1.47	1.53	1.56	1.59	1.31	1.82
CaO	0.26	0.38	0.34	0.33	0.47	0.23	0.25	0.23	0.16	0.82
Na ₂ O	0.95	1.10	1.09	0.95	0.94	0.89	1.00	0.76	1.07	1.09
K ₂ O	3.78	3.58	3.04	2.60	3.46	3.37	3.22	3.16	3.26	2.18
P.C.	5.30	4.44	4.98	4.12	4.15	4.90	4.51	4.14	5.76	2.43
Total	99.66	99.59	99.80	99.32	99.57	99.72	99.73	99.42	99.56	99.50
Fe ³ /Fe ² +Fe ³	0.40	0.25	0.34	0.34	0.36	0.22	0.28	0.31	0.49	0.06
Mg/Mg+Fe ²	0.34	0.32	0.33	0.33	0.35	0.30	0.32	0.32	0.39	0.30
al	48.56	53.87	48.73	51.53	50.76	50.36	47.00	46.14	54.55	37.31
fm	35.90	31.59	37.93	33.26	34.50	36.52	39.23	41.26	32.33	46.39
c	1.20	1.58	1.45	1.83	2.05	0.99	1.12	1.04	0.68	4.31
alk	14.34	12.97	11.89	13.38	12.69	12.13	12.65	11.56	12.44	11.99
mg	0.23	0.26	0.24	0.24	0.26	0.25	0.25	0.24	0.24	0.29
k	0.72	0.68	0.65	0.64	0.71	0.71	0.68	0.73	0.67	0.57

Composición mineralógica. 1:(NV-82) Mcs,Qtz,St,Grt,Ky,Gr,Bt,Cld,Chl,Ilm,(Tur); 2:(NVC-10) Mcs,Qtz,St,Grt,Cld,Gr,Bt,Chl,Ilm,(Tur); 3:(NVC-13) Mcs,Qtz,Grt,St,Chl,Gr,Cld,Ilm,Rt,(Tur); 4:(NVC-14) Qtz,Mcs,Grt,St,Bt,Gr,(Cld,Tur,Zrn); 5:(NVC-16) Mcs,Qtz,Grt,St,Cld,Gr,Bt,Ilm,(Rt); 6:(NV-294) Mcs,Qtz,Cld,Grt,Chl,Gr,Ilm,(Tur); 7:(NV-296) Mcs,Qtz,Grt,Ky,Cld,Gr,St,Chl,(Rt,Bt,Ilm); 8:(NV-477) Mcs,Qtz,Grt,Ky,Cld,Gr,Chl,St,Rt,Ilm,(Tur); 9:(NV-492) Mcs,Qtz,Grt,Cld,Chl,Gr,(Ilm,Rt,Tur); 10:(PCC) Qtz,Ky,Gr,Bt,Grt,Mcs,Ilm,St,(Tur).

Tabla IV.4. (Continuación).

	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	60.03	62.87	58.72	66.81	59.33	60.10	67.12	62.39	61.60
Al ₂ O ₃	20.89	19.30	21.41	17.23	20.99	20.07	15.92	18.67	18.90
TiO ₂	1.17	1.22	1.03	0.44	1.32	1.16	0.94	1.12	1.04
Fe ₂ O ₃	1.42	1.65	1.40	1.59	2.30	1.87	2.01	1.65	3.82
FeO	5.66	4.67	5.56	4.67	4.13	5.66	4.79	5.21	3.09
MnO	0.09	0.08	0.10	0.08	0.07	0.09	0.10	0.09	0.09
MgO	1.53	1.14	1.47	1.40	1.44	1.53	1.16	1.48	1.32
CaO	0.46	0.50	0.39	0.38	0.39	0.52	0.58	0.41	0.39
Na ₂ O	1.19	1.59	1.26	1.19	1.34	1.15	1.00	1.23	1.04
K ₂ O	2.87	2.47	3.40	2.87	3.30	3.03	2.60	3.01	3.17
P.C.	4.35	3.90	5.00	3.15	4.88	4.61	3.44	4.35	5.24
Total	99.66	99.39	99.74	99.81	99.49	99.79	99.66	99.61	99.70
Fe ³ /Fe ² +Fe ³	0.18	0.24	0.19	0.24	0.33	0.23	0.27	0.22	0.53
Mg/Mg+Fe ²	0.33	0.30	0.32	0.35	0.38	0.33	0.30	0.34	0.43
al	51.41	51.84	51.70	48.81	52.45	49.43	47.00	49.04	50.42
fm	34.07	31.51	32.70	34.88	31.34	35.51	36.73	35.13	33.97
c	2.06	2.44	1.71	1.96	1.77	2.33	3.11	1.96	1.89
alk	12.46	14.21	13.89	14.35	14.43	12.74	13.16	13.87	13.72
mg	0.28	0.25	0.27	0.29	0.29	0.27	0.24	0.28	0.26
k	0.61	0.51	0.64	0.61	0.62	0.63	0.63	0.62	0.67

Composición mineralógica. 11: (NV-273) Mcs, Qtz, Grt, Chl, Cld, Gr, Ilm, (Tur); 12: (NV-274) Qtz, Mcs, Grt, Gr, Ilm, Chl, (Tur, Cld, Zrn); 13: (NV-275) Mcs, Qtz, Grt, Cld, Chl, Gr, Ilm, (Tur, Zrn); 14: (NV-320) Qtz, Mcs, Grt, Chl, Gr, Bt, Ilm, Tur, Rt, (Ky); 15: (NV-278) Qtz, Mcs, Grt, Cld, Chl, Gr, Rt, Ilm, Bt, Tur, (Zrn); 16: (NV-280) Qtz, Mcs, Grt, Cld, Chl, Gr, Ilm, (Tur, Zrn); 17: (NV-281) Qtz, Mcs, Grt, Chl, Gr, Ilm, Tur, (Cld, Zrn); 18: (NV-292-2) Qtz, Mcs, Grt, Cld, Chl, Gr, Ilm, Tur, (Bt); 19: (NVC-7) Qtz, Mcs, Grt, Chl-Bt, Gr, Rt, Ilm, Tur, (Cld, Zrn).

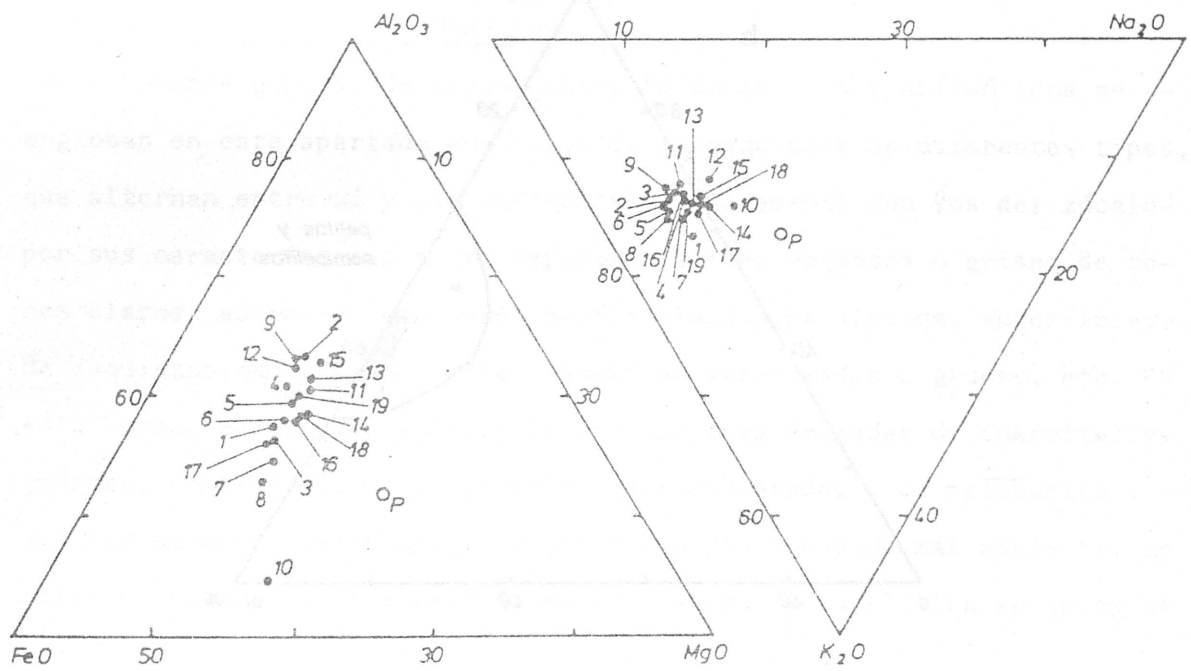
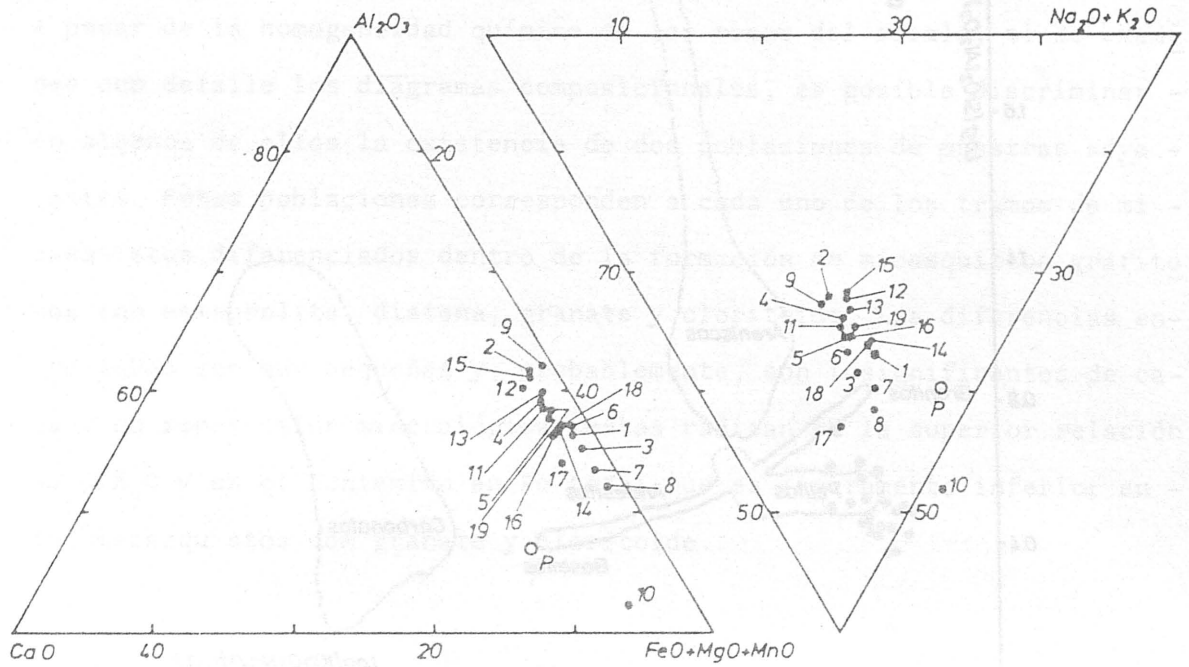


Fig.IV.7. Representaciones gráficas de la composición química de las rocas del zócalo del manto del Mulhacén (en proporciones moleculares). P indica la composición de la pelita promedio.

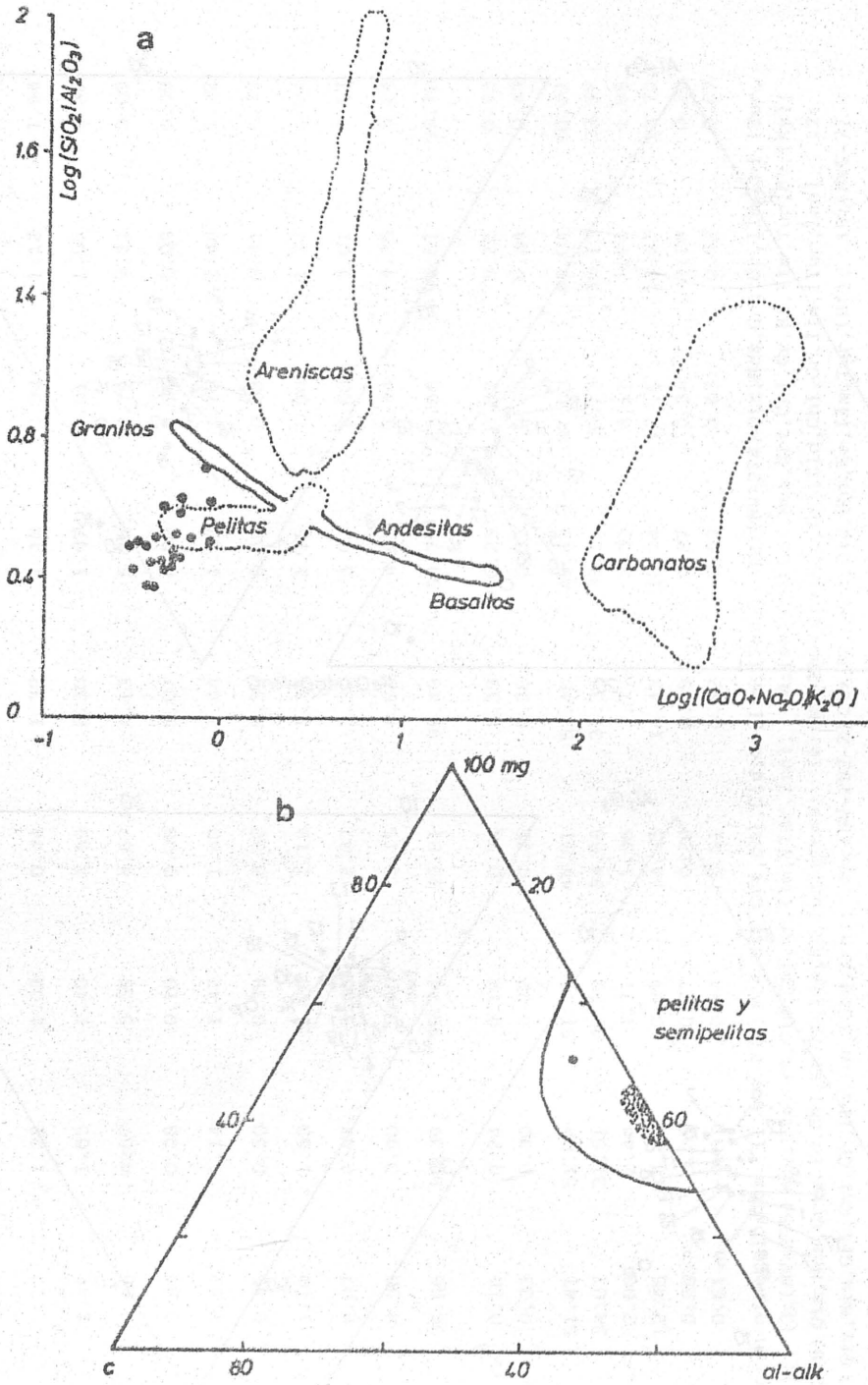


Fig. IV.8. Situación de las rocas del zócalo del manto del Mulhacén en el diagrama de Garrels y Mackenzie, 1971 (a) y en el de Leake, 1964 (b).

y posee un valor medio de 0,34. Este valor es bajo si se compara con el de las rocas pelíticas típicas que oscila entre 0,5 y 0,6.

A pesar de la homogeneidad química de las rocas del zócalo, si se examinan con detalle los diagramas composicionales, es posible discriminar en algunos de ellos la existencia de dos poblaciones de muestras adyacentes. Estas poblaciones corresponden a cada uno de los tramos de micasquistos diferenciados dentro de la formación de micasquistos grafitosos con estauroлита, distena, granate y cloritoide. Las diferencias entre ambas son muy pequeñas y, probablemente, son insignificantes de cara a su repercusión mineralógica; estas radican en la superior relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ y en el contenido en Fe total que es ligeramente inferior en los micasquistos con granate y cloritoide.

IV.3.3. FORMACION DE MICASQUISTOS FELDESPATICOS Y ANFIBOLICOS. (COBERTERA).

Con el nombre general de micasquistos feldespáticos y anfibólicos se engloban en este apartado una serie de micasquistos de diferentes tipos, que alternan entre sí y que contrastan acusadamente con los del zócalo por sus características macroscópicas: colores verdosos o grises de tonos claros, ausencia de grandes porfiroblastos prealpinos, superficies de esquistosidad muy onduladas, tamaño de grano medio a grueso, etc. En esta formación existen también intercalaciones delgadas de cuarcitas y gneises, y otras más potentes de rocas carbonatadas y de metabasitas, que por su mayor importancia se describen por separado más adelante. La potencia máxima de la formación exclusivamente metapelítica se aproxima a 600 m.

Esta formación se superpone discordantemente sobre el zócalo, aunque en los cortes estudiados en esta Tesis el contacto en el campo es aparentemente normal. En otros puntos de la cordillera, la transición entre las

metapelitas del zócalo y las de la cobertera está marcada por la existencia de un metaconglomerado compuesto esencialmente por cantos cuarcíticos y cemento de naturaleza pelítica o básica (Egeler, 1963; Gómez Pugnare, 1979).

A la vista de la diversidad de asociaciones mineralógicas que pueden encontrarse en las rocas metapelíticas de esta formación no parece adecuado establecer una composición mineralógica general. Sin embargo, varios minerales se encuentran habitualmente presentes en todas las muestras estudiadas. Tal es el caso del cuarzo y de la mica incolora (moscovita + paragonita) que son los minerales mayoritarios de la roca. También es común la existencia de clorita y de pequeñas cantidades de turmalina, rutilo y, más raramente, apatito y zircón. La clorita es fundamentalmente de tipo clinocloro (Tabla IV.3, nº 4), excepto en algunos niveles ricos en grafito en los que existen cloritas de tipo clinocloro y chamosita, con predominio de esta última. Las menas metálicas opacas, en casi todas las rocas, son hematites y/o ilmenita y, en algunos casos, magnetita. Las dos primeras pueden presentarse como cristales aislados o formando intercrecimientos con predominio de una u otra fase. Además, la ilmenita a veces está asociada a rutilo, que ocupa la parte central de los cristales.

Las variedades de micasquistos están en función de la presencia de uno o varios (hasta 5) de los siguientes minerales: granate, anfíbol, plagioclasa, biotita, epidota, cloritoide, estaurolita y distena. Las variedades más frecuentes son, por este orden:

Micasquistos con granate + anfíbol + plagioclasa + epidota

Micasquistos con granate + epidota

Micasquistos con granate + cloritoide + estaurolita + distena

Micasquistos con granate, cloritoide y grafito

El anfíbol se presenta en peciloblastos, con textura helicítica o sigmoidal y tamaños de hasta 3 mm. Su composición química (Tabla IV.3, nº 5) permite clasificarlo como anfíbol calco-sódico de tipo barroisita, pero próximo al campo composicional de los anfíboles cálcicos. A veces se encuentra parcialmente transformado a clinocloro y/o biotita. Además de este tipo, existen algunos cristales de anfíbol glaucofanítico localizados exclusivamente como inclusiones en granates. La plagioclasa es de composición albítica, con bordes de recrecimiento de oligoclasa. Constituye cristales de características texturales semejantes al anfíbol. La biotita es escasa y sólo se ha detectado en algunas muestras; generalmente está asociada a clorita y, en algunos casos, procede de transformación de granate o de anfíbol.

Las epidotas se encuentran en cristales de pequeño tamaño alargados según la esquistosidad, pero a veces forman agrupaciones nodulares. En determinadas muestras llega a ser uno de los minerales mayoritarios. La epidota más común es la pistacita y, en menor orden de abundancia, también se hallan clinozoisita, zoisita y allanita. El cloritoide se localiza, fundamentalmente, en rocas ricas en alúmina, asociado con granate, distena y estaurolita, en las que puede ser extraordinariamente abundante. Forma peciloblastos de buen tamaño (hasta 3 mm) fuertemente pleocroicos. Los análisis de microsonda (tabla IV.3, nº 6,7,8) permiten clasificarlo como cloritoide rico en Fe. En los micasquistos con anfíbol y feldespato el cloritoide se encuentra solo como inclusiones en granates, y en las intercalaciones de rocas ricas en grafito, se presenta en pequeños cristales débilmente pleocroicos orientados según la esquistosidad.

La distena y la estaurolita se hallan asociadas en las mismas variedades de micasquistos. La distena es más abundante, constituye cristales prismáticos que alcanzan 3 mm, con abundantes inclusiones dispuestas helicítica o sigmoidalmente. La estaurolita (análisis nº 9, tabla IV.3) se

presenta en cristales xenomorfos de menor tamaño (1 mm). Ambas se encuentran en algunos casos parcialmente transformadas en mica incolora. El granate es generalmente el tercer mineral en orden de abundancia, detrás de la mica incolora y del cuarzo. Habitualmente se presenta en porfiro - blastos de 1 a 20 mm constituidos por un núcleo sintectónico, con abundantes inclusiones de naturaleza diversa, y una zona externa de crecimiento estático. Otras veces constituyen pequeños cristales idioblásticos equivalentes a la zona de crecimiento estático. La composición del granate es esencialmente almandínica (aproximadamente en un 70%).

Cuarcitas y gneises.

En los micasquistos son relativamente frecuentes las intercalaciones poco potentes (de orden métrico) de cuarcitas. Pueden distinguirse dos tipos: cuarcitas feldespáticas y cuarcitas micáceas, según las proporciones relativas de cuarzo, feldespato y mica incolora. Ambos tipos poseen una composición mineralógica semejante que consiste, aparte los minerales ya citados, de turmalina, rutilo, intercrecimientos de hematites-ilmenita y zircón. La mineralogía se completa, en algunas muestras, con la presencia de varios de los siguientes minerales: granate, biotita, epidota, anfíbol, clorita (clinocloro y/o chamosita) y grafito.

Las intercalaciones de gneises son del mismo orden de potencia y de escasa continuidad lateral. Se localizan en la parte inferior de la secuencia de micasquistos. Los gneises son masivos, de grano fino y presentan textura granoblástica y esquistosa. Su composición mineralógica es la siguiente: plagioclasa, mica incolora, cuarzo, turmalina (hasta 5 mm), granate, biotita, zircón, clinocloro, hematites, rutilo, titanita y pistacita. En algunos casos, los filosilicatos son bastante abundantes y los gneises desarrollan estructura bandeada.

IV.3.4. FORMACION DE MARMOLES Y CALCOESQUISTOS.

Las rocas carbonatadas se encuentran intercaladas en diferentes horizontes dentro de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos, constituyendo niveles de potencia muy variable que oscila entre varios decímetros y varias decenas de metros (máximo 50 metros). La composición y la proporción de los minerales de estos niveles revela la existencia de una gama transicional entre mármoles muy puros, compuestos casi exclusivamente por calcita (con cantidades minoritarias de mica incolora, cuarzo, hematites y rutilo) y micasquistos con una pequeña proporción de carbonatos.

El carbonato que constituye estas rocas es fundamentalmente calcita o calcita con una pequeña proporción de hierro. En algunas muestras, los carbonatos presentan una notable zonación definida por el contenido creciente en hierro hacia el borde de los cristales, hasta llegar a formarse, en la zona más externa, estrechas orlas de ankerita. Además, los carbonatos pueden encontrarse formando nódulos de tamaño centimétrico, con composición ankerítica o zonados con núcleos de calcita y bordes de ankerita. La dolomita es poco abundante y sólo está presente en algunos niveles en los que, sin embargo, puede alcanzar proporciones casi equivalentes a la calcita. Junto a los carbonatos los dos minerales más abundantes son el cuarzo y la moscovita.

Los silicatos con calcio se encuentran en casi todos los afloramientos de rocas carbonatadas, con excepción de los mármoles muy puros. Entre ellos cabe destacar granate, titanita y epidotas. El granate es bastante abundante y, en general, de tamaño grueso (hasta 2 cm). Constituye peciloblastos sigmoidales, a veces con tal cantidad de inclusiones que llega a ser esquelético. Ocasionalmente, algunos cristales presentan una zona externa más o menos discontinua de recrecimiento. La composición de estos granates es de tipo almandino-grosularia. La epidota es,

principalmente, de tipo clinozoisita, a veces desarrollada sobre núcleos de zoisita. Estos tipos de epidota sólo se detectan, salvo raras excepciones, como inclusiones en peciloblastos de granate y de plagioclasa. La pistacita se encuentra tanto como inclusiones como formando parte de la matriz de la roca y también es frecuente que cristalice sobre núcleos de zoisita/clinozoisita. Otros silicatos con Ca presentes en algunas rocas carbonatadas son: peciloblastos helicíticos de plagioclasa albítica (a veces con recrecimiento de oligoclasa), anfíbol cálcico (hornblenda) y, muy raramente, piroxeno de tipo diópsido. En algunos afloramientos de mármoles, relacionados espacialmente con intercalaciones de anfibolitas, se han desarrollado nódulos y niveles de varios centímetros de potencia constituidos casi exclusivamente por anfíbol actinolítico. Además, en relación con estos afloramientos, Puga (1971) ha detectado la existencia de olivino.

La mineralogía de las rocas carbonatadas se completa con pequeñas cantidades de clorita (clinocloro), biotita y menas metálicas. Un rasgo característico de estas rocas es la presencia de pirrotina, parcial o totalmente transformada a goethita, a la que acompañan rutilo y algunos cristallitos de calcopirita. En los niveles mayoritariamente pelíticos son frecuentes los cristales con núcleos de rutilo y bordes de ilmenita. La magnetita sólo se ha detectado, excepcionalmente, como producto de transformación de granate.

IV.3.5. FORMACION DE MICASQUISTOS DE GRANO FINO Y MARMOLES.

Los micasquistos de esta formación son de tonos grises oscuros o plateados y se distinguen de los demás tipos de micasquistos por su tamaño de grano muy fino y por la presencia de concentraciones de turmalina. Con frecuencia, estas concentraciones son tan importantes que llegan a diferenciarse como turmalinitas y constituyen capas de espesor centimétrico-

o decimétrico. A simple vista, además de la turmalina, sólo se distinguen granates y mica incolora. Entre los micasquistos son relativamente frecuentes bandas de gneises que alcanzan hasta un metro de potencia.

La asociación mineralógica más generalizada entre los micasquistos está compuesta por mica incolora + cuarzo + granate + turmalina + clorita + biotita + ilmenita. En algunas rocas también existen pequeñas cantidades de algunos de los siguientes minerales: plagioclasa albítica, anfíbol, cloritoide, epidota, zircón y rutilo.

La turmalina (chorlo) se encuentra como cristales zonados, aislados o concentrados en nódulos alargados según la esquistosidad. En las turmalinitas es el mineral mayoritario y está acompañado por cuarzo y por pequeñas cantidades de mica incolora y de clorita. El granate se presenta en pequeños cristales idiomorfos (menos de 400 micras) y, en ocasiones, también se concentra extraordinariamente en niveles de espesor milimétrico, en los que constituye el mineral más abundante. Es predominantemente almandínico, pero con proporciones elevadas de grosularia. La biotita y las cloritas (chamosita y clinocloro) son bastante abundantes en esta formación. La biotita se halla, preferentemente, en lechos ricos en cuarzo. Los dos tipos de clorita es frecuente que formen parte de un mismo agregado cristalino. Además, la chamosita se forma como producto de alteración de granates y de turmalina. La ilmenita es la única mena metálica opaca en los micasquistos de grano fino. Constituye pequeños cristales prismáticos que, en algunos casos, contienen un núcleo central de rutilo.

En la base de los micasquistos de grano fino se localiza un paquete carbonatado de una decena de metros de potencia integrado, en su mayor parte, por niveles de mármoles calcíticos bandeados y, en menor proporción, por mármoles dolomíticos sacaroideos. Ambos tipos de mármoles son muy puros y están compuestos por calcita, o dolomía en su lugar, y por cantidades muy pequeñas de cuarzo, plagioclasa, mica incolora y hematites. Deba

jo de estos mármoles se sitúan otros mármoles muy detríticos compuestos por calcita y gran cantidad de cuarzo, a los que acompañan pequeñas proporciones de mica incolora, pirita parcial o totalmente pseudomorfizada por hematites, clorita y zircón. Estos mármoles marcan la transición a otras rocas, un tanto particulares, compuestas por una matriz carbonatada que engloba cantos de naturaleza muy diversa tales como micasquistos, cuarcitas, mármoles, etc. Este nivel corresponde a los "mármoles conglomeráticos" descritos por Puga (1971).

IV.3.6. FORMACION DE MICASQUISTOS GRANATIFEROS.

Constituye la formación metapelítica superior de la cobertera del manto del Mulhacén. Sus micasquistos se distinguen, a simple vista, por su aspecto compacto, su color marrón o gris oscuro y por la presencia de gran cantidad de cristales de granate de 1 a 3 mm de diámetro. En distintos niveles, la secuencia presenta intercalaciones de gneises de poco espesor (del orden del metro), que se hacen más potentes en la base de la formación donde señalan la transición a los micasquistos de grano fino-infrayacentes. La potencia total de la formación es de 200 metros aproximadamente.

La composición mineralógica de los micasquistos es la siguiente: cuarzo + mica incolora (moscovita y paragonita) + granate + turmalina + rutilo + ilmenita + biotita + clorita + epidota + grafito. En algunas muestras se encuentran, además, estaurolita, cloritoide, plagioclasa, zircón y titanita.

El cuarzo y la mica incolora son los minerales más abundantes. Se caracterizan por su tectonización importante y su patente orientación morfológica. Por lo general, no llegan a diferenciarse muy netamente en lechos micáceos y lechos cuarzosos. El granate es el tercer componente en orden de abundancia. Se encuentra formando cristales de 1 a 3 mm consti

tuídos por un núcleo sintectónico peciloblástico y una zona externa, sin inclusiones, de crecimiento estático. Además, se presenta en cristales con tendencia idiomórfica de menor tamaño (inferior a 0,5 mm). Es frecuente el desarrollo de texturas en atolón. La turmalina y el rutilo son relativamente abundantes en esta formación. La primera se presenta en cristales idiomorfos y zonados que, a veces, forman pequeñas concentraciones. Los cristales de rutilo son de tamaño pequeño (100-300 micras) y se hallan, en algunos casos, parcialmente transformados a ilmenita en la zona externa.

La clorita y la biotita son escasas. Generalmente se encuentran asociadas y se localizan, con preferencia, en torno a otros ferromagnesianos (casi siempre granate). Más raramente, están orientadas según la esquistosidad de la roca. La clorita es predominantemente de composición chamosítica. Algunos micasquistos se caracterizan también por la existencia de estauroлита, cloritoide o plagioclasa. La estauroлита constituye cristales idio o hipidiomorfos, con textura helicítica. Se encuentran parcialmente transformados en mica incolora, y en, menor proporción, en chamosita. El cloritoide se presenta en peciloblastos milimétricos con abundantes inclusiones. Los cristales de plagioclasa son de tamaño pequeño y -raras veces- aparecen maclados. En algunos cristales se aprecia la existencia de un núcleo albítico y un borde de oligoclasa.

IV.3.7. FORMACION DE MARMOLES Y GNEISES.

Con esta formación culmina la secuencia de la cobertera del manto del Mulhacén. En ella, los mármoles ocupan la parte superior y los gneises -en alternancia con algunos niveles de micasquistos- la inferior. En la zona de transición entre gneises y mármoles se observa una alternancia de capas de una y otra naturaleza.

Los mármoles son de color blanco o amarillento y presentan estructura - fajeada y, localmente, brechoide. Están compuestos en más de un 95% por carbonatos (calcita y dolomita), con cantidades muy pequeñas de mica in colora, cuarzo, piritita pseudomorfizada por hematites-goethita, plagioclasa, epidota, clorita y zircón. La potencia máxima que alcanza el paquete de mármoles es de un centenar de metros.

Los gneises se presentan formando paquetes de 5-15 m de potencia o en - niveles más delgados (del orden de un metro) intercalados entre micas - quistos granatíferos. De acuerdo con su estructura pueden distinguirse - varios tipos de gneises, aunque desde el punto de vista mineralógico no - presentan diferencias significativas. El tipo más llamativo consiste en gneises con porfiroclastos de feldespato de tamaño milimétrico a centi - métrico rodeados por una matriz casi homogénea. Un segundo tipo se ca - racteriza por un bandeo de lechos claros (cuarzo-feldespáticos) y os - curos (con minerales melanocráticos) y, un último tipo está constituido por una matriz homogénea, de grano fino y textura granoblástica. También se encuentran gneises de características intermedias entre los anterio - res.

Los gneises están constituidos, fundamentalmente, por cuarzo, feldespa - to potásico, plagioclasa, mica incolora, turmalina y biotita. Además, - pueden contener granate, pistacita, titanita, zircón, rutilo, apatito, - hematites y, raramente, ilmenita.

Los feldespatos pueden encontrarse en nódulos o formando parte de la ma - triz. Los nódulos se hallan muy tectonizados y están constituidos por - cristales de varios milímetros de ortosa o microclina y, en menor propor - ción, plagioclasa sódica. La plagioclasa que forma parte de la matriz - es de tamaño más pequeño y se presenta en cristales hipidiomorfos no ma - clados.

La biotita (marrón o verde) constituye cristales pequeños, generalmente

inferiores a 200 micras, que marcan una esquistosidad mal definida. Los cristales de mica incolora son de mayor tamaño y presentan un débil pleoicroísmo en tonos verdosos, a causa de la sustitución de Al octaédrico en la moscovita por Fe^{2+} (o Mg). La turmalina es abundante y, en algunos niveles de gneises, llega a constituir propiamente turmalinitas. Se presenta en cristales hipidio o xenomorfos de tamaño muy variable que pueden alcanzar varios mm. Corresponde a la variedad chorlo. El granate se encuentra sólo en algunas muestras de gneises y siempre en cantidad pequeña. Forma cristales hipidiomorfos o esqueléticos de tamaño medio entorno a 0,5 mm. Ocasionalmente, presentan una aureola de recrecimiento desprovista de inclusiones. La composición del granate es esencialmente almandínica con un porcentaje relativamente elevado de grosularia.

IV.3.8. METABASITAS

Las rocas metamórficas de composición básica están bien representadas en el manto del Mulhacén. Constituyen cuerpos de dimensiones muy variables, con potencias que oscilan desde unos pocos a un centenar de metros y están enclavados a diferentes niveles dentro de la secuencia de este manto. De acuerdo con su composición mineralógica y características texturales vamos a distinguir tres tipos fundamentales de metabasitas: a) eclogitas, b) anfibolitas granatíferas y c) anfibolitas epidóticas.

IV.3.8.1. ECLOGITAS

Hasta hace sólo unos pocos años (Puga, 1977) las rocas eclogíticas no han sido reconocidas como tales en el complejo de Sierra Nevada. En el sentido más estricto del término, las eclogitas (tipo I) representan un porcentaje mínimo dentro del conjunto de las metabasitas que afloran en el mencionado complejo. Estas rocas son muy densas, de aspecto extraor-

dinariamente compacto y masivo, y su color es una mezcla de pardo-rojizo y verde claro correspondientes al granate y al piroxeno respectivamente. Al microscopio se observa que prácticamente son rocas bimineralicas, ya que los minerales antes citados representan más del 95% del volumen total, encontrándose ambos minerales en proporciones aproximadamente equivalentes.

El piroxeno se presenta en cristales desorientados de hábito prismático y de tamaño variable que puede superar 2 mm de longitud; con frecuencia presenta inclusiones de granate y de rutilo. Los análisis químicos números 1 a 7 de la tabla IV.5 permiten clasificar al clinopiroxeno como onfacita en unos casos y cloromelanita en otros, según la clasificación de Essene y Fyfe (1967), y como onfacita en todos los casos según la de Clark y Papike (1968) (Fig.IV.9.). El contenido en jadeita varía, generalmente, entre el 35 y 37%. Localmente la onfacita es extraordinariamente abundante y da lugar a una roca que podría clasificarse como onfacitita.

El granate constituye cristales idiomorfos de tamaño muy variable entre unas decenas de micras y algo más de 1 mm. Su composición es fundamentalmente almandínica (aproximadamente 60%), con cantidades menores de grossularia y piropo, y muy bajo contenido en esepartina (1%). El rutilo es relativamente abundante en estas eclogitas. Se presenta en cristales de 200-300 micras que con frecuencia forman concentraciones o se disponen en forma de rosario. Prácticamente siempre se encuentra incluido en onfacita, y muy rara vez, en granate. En algunos casos está asociado con un poco de ilmenita. Además de los minerales citados las eclogitas contienen una pequeña proporción de cuarzo.

Las eclogitas casi siempre se encuentran transformadas, en mayor o menor grado, en asociaciones minerales típicas de rocas anfibólicas. Cuando la transformación ha sido incipiente se manifiesta por el desarrollo de anfíbol, a partir de onfacita y en los bordes y fracturas de granates, y -

Tabla IV.5. Análisis químicos (M.E.) de clinopiroxenos de las metabasitas del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54.51	54.52	53.84	54.03	54.12	54.94	55.63
Al ₂ O ₃	8.58	6.93	6.11	7.86	8.04	9.73	9.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.44
TiO ₂	0.06	0.09	0.04	0.07	0.08	0.06	0.04
FeO	10.19	9.95	11.27	10.36	10.90	7.39	8.30
MnO	0.00	0.03	0.07	0.02	0.04	nd	nd
MgO	6.62	7.83	7.97	6.86	6.64	7.74	6.96
CaO	11.18	12.70	13.26	12.24	12.04	11.63	10.68
Na ₂ O	8.47	7.57	6.95	8.54	8.76	8.08	8.33
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.61	99.62	99.57	100.03	100.62	99.57	99.50
Acm	22.60	22.70	25.80	19.70	20.60	18.70	21.30
Jd	35.20	29.70	22.90	35.70	36.20	37.00	37.20
Aug	42.20	48.10	51.30	44.60	43.20	44.30	41.50

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	54.87	55.06	54.42	55.22	53.34	55.80	53.17
Al ₂ O ₃	12.00	11.61	10.39	13.06	10.99	12.50	13.84
Cr ₂ O ₃	0.13	0.08	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.07	0.11	0.05	0.06	0.09	0.07	0.21
FeO	5.17	5.21	5.06	5.13	6.57	5.59	8.62
MnO	0.05	0.03	0.06	0.08	nd	nd	nd
MgO	6.90	7.20	8.09	6.03	7.11	6.77	7.22
CaO	10.55	10.74	12.58	9.68	11.33	10.17	9.56
Na ₂ O	10.61	9.86	8.70	10.58	9.14	8.52	7.92
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Total	100.38	99.90	99.51	99.84	98.57	99.42	100.60
Acm	10.40	11.80	9.40	9.60	13.20	14.10	27.70
Jd	54.10	50.60	46.10	56.80	46.20	46.10	31.10
Aug	35.50	37.60	44.40	33.60	40.70	39.80	41.20

por cantidades pequeñas de epidota (fundamentalmente pistacita, análisis 1, tabla IV.7), cuarzo, paragonita (análisis 4, tabla IV.7) plagioclasa - sódica y hematites-goethita que pseudomorfizan cristales de pirita. El anfibol es de color verde oliva-azulado y corresponde al grupo de los anfiboles sódico-cálcicos (análisis 1 a 5, tabla IV.6). Puede clasificarse, de acuerdo con la nomenclatura de la I.M.A. (Leake, 1978), como magnesio-catoforita (Fig.IV.10.).

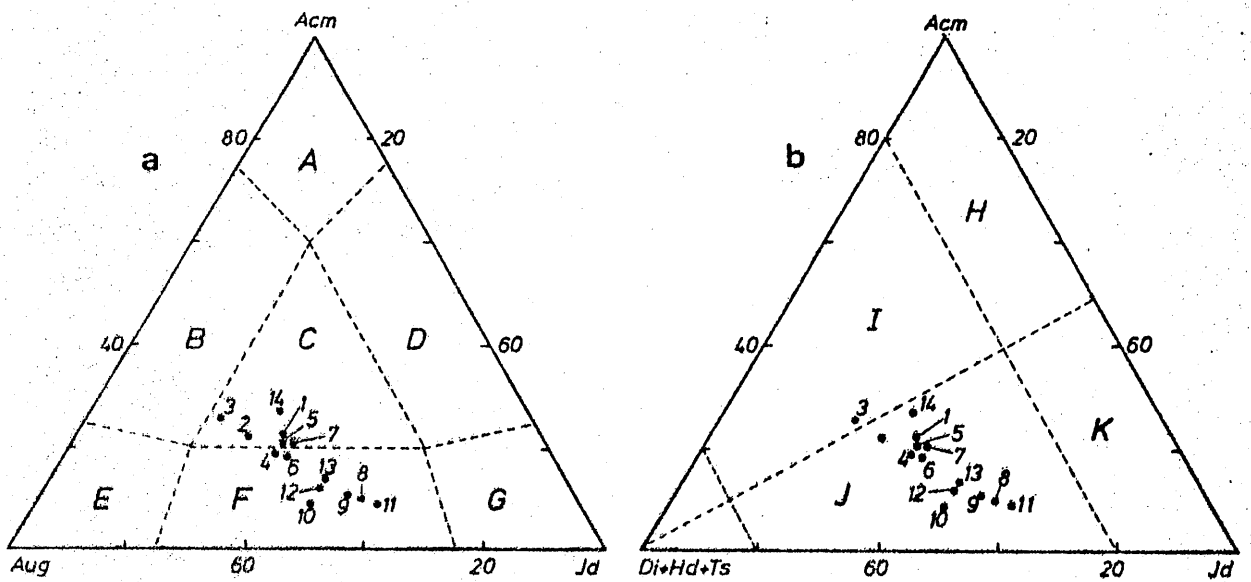


Fig.IV.9. Composición de los clinopiroxenos de las metabasitas. (a) Diagrama de Essene y Fyfe, 1967; (b) diagrama de Clark y Papike, 1968: egirina (A y H); augita egirínica (B e I); clorome-lanita (C); jadeita egirínica (D); augita sódica (E); onfacita (F y J); jadeita (G y K).

Otro tipo de rocas eclogíticas (tipo II) presentan una textura totalmen-te diferente a la descrita en los párrafos que preceden. En ellas la re-cristalización de la roca ígnea se ha efectuado de tal modo que es posi-ble identificar rasgos texturales de la roca original. En algunas muestras, excepcionalmente bien conservadas, se distingue una textura porfídica - constituida por antiguos fenocristales prismáticos de plagioclasa que mi-den hasta 5 mm de longitud, no deformados e implantados en una matriz de color verde claro constituida esencialmente por piroxeno. En la actuali-dad, los antiguos fenocristales están pseudomorfizados por varias asocia

Tabla IV.6. Composición química (M.E.) de los anfíboles de las metabasitas del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49.68	48.54	47.92	44.09	48.23	41.21	42.35	46.45	49.19	47.58	47.33
Al ₂ O ₃	8.78	8.35	12.92	14.43	12.55	15.00	17.19	13.71	11.01	13.38	13.95
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
TiO ₂	0.26	0.25	0.32	0.42	0.35	0.24	0.59	0.18	0.24	0.43	0.45
FeO	14.04	13.95	10.84	14.61	11.36	16.20	14.19	12.90	9.75	12.36	12.63
MnO	0.09	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.00	0.06
MgO	11.88	12.13	12.59	9.93	12.40	9.80	8.99	11.87	14.36	10.68	11.00
CaO	7.74	7.37	7.10	8.02	6.82	9.47	7.98	8.79	8.25	6.05	6.28
Na ₂ O	4.60	5.64	5.27	4.94	5.32	5.10	5.01	2.85	3.21	5.64	5.97
K ₂ O	0.13	0.12	0.31	0.66	0.28	0.59	0.68	0.23	0.21	0.23	0.29
Total	97.20	96.46	97.26	97.10	97.31	97.65	97.08	96.98	96.22	96.55	97.99

Tabla IV.7. Composición química de otros minerales (M.E.) de las metabasitas del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39.59	38.94	38.58	47.17	45.97	46.38	47.93	37.38
Al ₂ O ₃	25.41	29.63	28.75	38.58	38.04	38.22	31.09	65.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.13	0.00	0.00
TiO ₂	0.06	0.04	0.06	0.11	0.15	0.13	0.33	0.00
FeO	10.37	4.49	5.58	0.75	1.07	0.93	3.15	0.46
MnO	nd	0.16	0.13	nd	0.03	0.03	0.00	0.00
MgO	0.00	0.06	0.07	0.24	0.20	0.17	2.43	0.00
CaO	23.76	23.43	23.47	0.19	0.27	0.24	0.07	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	6.48	8.05	8.15	1.14	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	1.49	0.97	1.54	8.88	0.06
Total	99.19	96.81	96.64	95.01	94.81	95.92	95.02	99.88

1: Pistacita; 2 y 3 : Clinozoisita; 4,5 y 6: Paragonita; 7: Moscovita; 8: Distena.

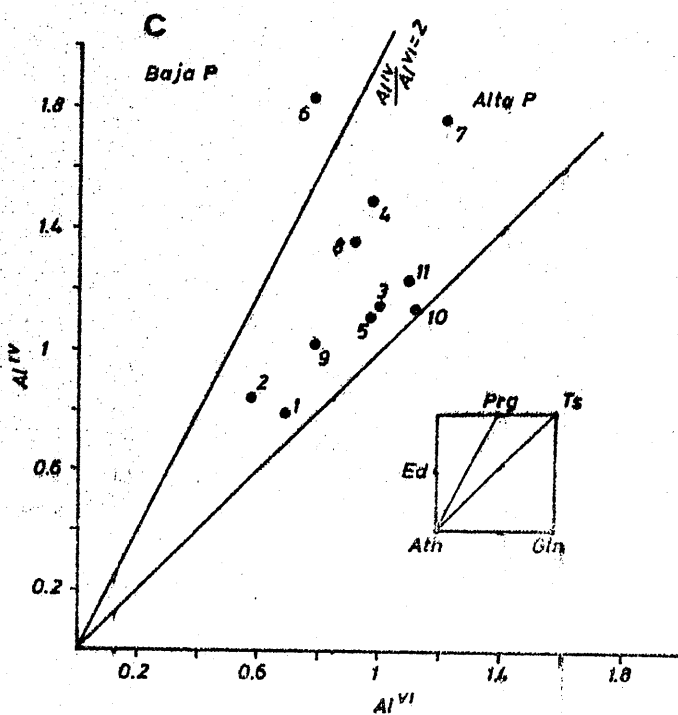
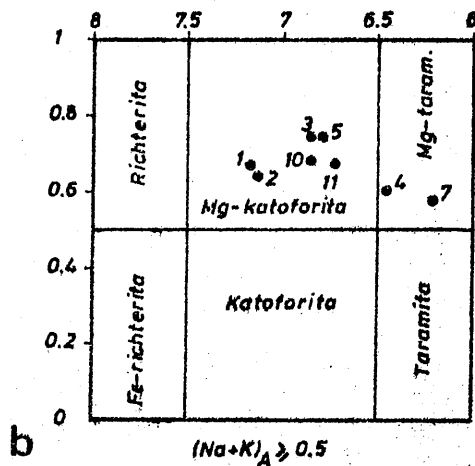
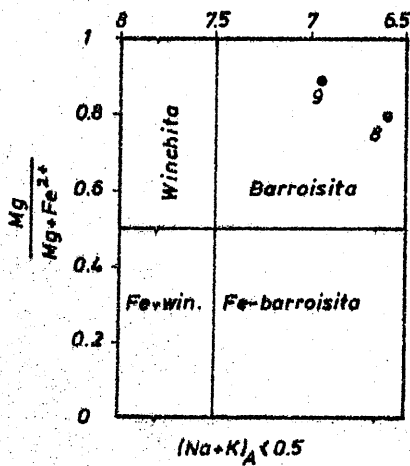
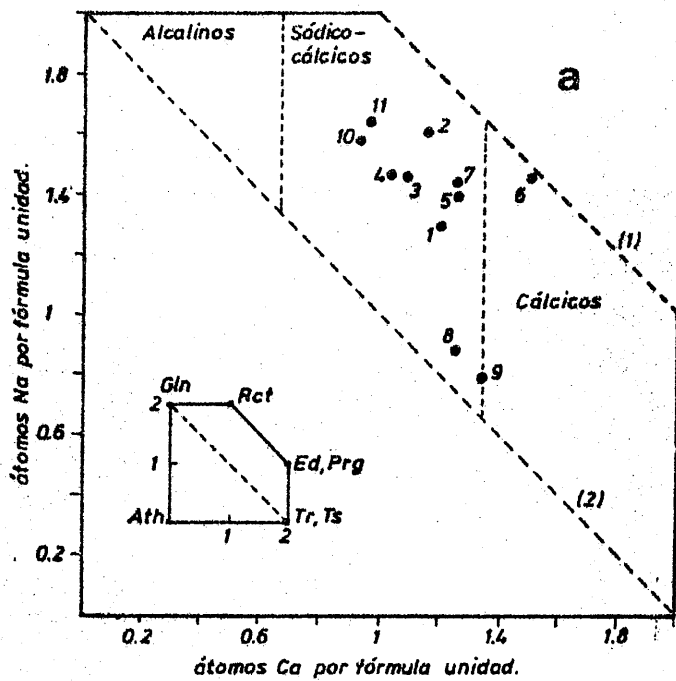


Fig. IV.10. Composición de los anfíboles de las metabasitas del manto del Mulhacén. a) Distribución de Ca y Na; las líneas (1) y (2) representan la composición teórica con las posiciones A completamente ocupadas y vacantes, respectivamente. b) Clasificación según la nomenclatura del I.M.A. (Leake, 1978). c) Distribución del Al^{IV} y Al^{VI} (Fleet y Barnett, 1978).

ciones mineralógicas en diferentes muestras. Entre las muestras estudiadas destaca una (NVA-114) que es -sin duda- la que mejor preservada tiene la textura porfídica original. En esta muestra, la plagioclasa ha sido pseudomorfizada por grandes cristales de distena (de varios mm de longitud) que se encuentran corroídos, en grado muy variable, por mica incolora de tamaño muy fino, aunque a veces está recristalizada en otros de mayor tamaño (hasta 400 micras). En la misma muestra, otros pseudomorfos están constituídos, casi en su totalidad, por un agregado de cristallitos (menores de 100 micras) de epidota, o bien, representan un caso intermedio entre los dos anteriores y están integrados por distena, mica incolora y epidota. En otras muestras se han desarrollado texturas en corona en torno a los antiguos fenocristales. La corona está compuesta por granates idioblásticos de tamaño pequeño (200-500 micras) que, en número de varias decenas, rodean a núcleos de distena (análisis 8, tabla IV.7) parcialmente sericitizada. También se han encontrado pseudomorfos formados por pequeños cristales de anfíbol y de onfacita, acompañados por una poca cantidad de clinozoisita (análisis 2 y 3, tabla IV.7). Este anfíbol, a diferencia del que forma parte de la matriz, es muy poco coloreado (verde azulado pálido a grisáceo) y de tipo cálcico. Cristales de características ópticas y contexto análogos a este han sido clasificados como hornblenda magnésica subcálcica por Gómez Pugnaire (1979). Sin embargo, el caso más común es que los antiguos fenocristales estén transformados actualmente a agregados de cristales de mica incolora (análisis 7, tabla IV.7) y epidotas (fundamentalmente pistacita) con tamaños de cristales muy variables, pero -por lo general- pequeños ya que rara vez alcanzan 0,5 mm. A veces, también contienen albita peciloblástica -con inclusiones de mica incolora y de epidota- y granate. Los pseudomorfos presentan un grado de deformación muy variable, y en algunas muestras resultan difíciles de reconocer ya que se encuentran muy estirados e, incluso, parcialmente mezclados con la matriz.

La matriz de estas rocas está constituida, fundamentalmente, por onfacita, anfíbol y granate, con cantidades minoritarias de rutilo, epidota, mica incolora y, en algunos casos, plagioclasa sódica, cuarzo y hematites-goethita. La onfacita (tabla IV.5, nº 8 a 14) suele ser el mineral más abundante; sin embargo a medida que la roca ha sufrido una deformación mayor disminuye la proporción de onfacita e incluso puede faltar. Se encuentra en cristales prismáticos con tamaño más frecuente entre 0,5 y 1 mm, parcial o totalmente transformados en anfíbol. El anfíbol forma parte de la matriz en todas las muestras estudiadas, pero en proporciones muy variables y, en general, su abundancia está en relación inversa con la de la onfacita. Los análisis de microsonda (tabla IV.6, nº 6 a 9) revelan la existencia de anfíboles de varias composiciones correspondientes a los grupos de los anfíboles sódico-cálcicos y cálcicos (Fig. IV.10.).- El granate constituye hipidio- o idioblastos de tamaño generalmente inferior a 0,5 mm. En algunos casos están parcialmente transformados en los bordes a alguno/s de los siguientes minerales: anfíbol, epidota, mica incolora y biotita. Su composición es, en líneas generales, semejante a las de las eclogitas del tipo I descritas en párrafos anteriores.

IV.3.8.2. ANFIBOLITAS GRANATIFERAS

Se incluyen en este apartado las metabasitas caracterizadas por la abundancia de anfíbol, granate y epidota, y la escasez o ausencia de piroxeno. Estas rocas se distinguen por su color verde oscuro, su textura esquistosa-nematoblástica y su tamaño de grano medio a grueso.

La asociación mineralógica más común está representada por anfíbol + granate + epidota + rutilo + ilmenita + hematites/goethita + plagioclasa + cuarzo + clorita, y, en algunas muestras, piroxeno, carbonatos, pirita, biotita, y -excepcionalmente- turmalina.

El anfíbol es el mineral más abundante. Representa, por lo general, en-

tre el 40 y 70% del volumen de la roca. Constituye cristales de tamaño comprendido entre 0,5 y 1 mm (ocasionalmente superan 2 mm) que están orientados y definen la estructura más patente de la anfibolita. Los análisis de microsonda (tabla IV.6, nº 10 y 11) indican que se trata de anfíboles de tipo sódico-cálcico que pueden ser clasificados como barroisita o magnesio-catoforita (Fig. IV.10). El granate se presenta como peciloblastos de notables dimensiones, que varían entre unos milímetros y 2 centímetros. Son idiomorfos y contienen abundantes inclusiones entre las que destacan epidota, rutilo, glaucofana y cloritoide. En la zona periférica se encuentran con cierta frecuencia, transformados a diferentes asociaciones que incluyen anfíbol, mica incolora, pistacita, biotita y plagioclasa. La composición del granate es predominantemente almandínica, con cantidades intermedias de grosularia y pirope, y muy bajo contenido en espesartina.

La epidota es bastante abundante en la mayor parte de las muestras y, en algunas, llega a ser el componente mayoritario (epidotitas). El tipo predominante es la pistacita, aunque también se ha detectado la existencia de clinozoisita, a veces en gran cantidad. La plagioclasa sódica constituye cristales xenomorfos generalmente pecilíticos. Los filosilicatos son poco abundantes en las anfibolitas y sólo muy raras veces superan, en conjunto, el 30% del volumen de la roca. Por orden de abundancia están representados la mica incolora (paragonita: análisis 5 y 6, tabla IV.7), la clorita (clinocloro) y la biotita. Todos ellos pueden presentarse orientados formando parte de la matriz o por transformación de minerales ferromagnesianos.

La mena mejor representada es el rutilo, seguido por la ilmenita. Esta última es poco frecuente encontrarla en cristales aislados sino que suele estar asociada a rutilo. Ambos constituyen cristales prismáticos o xenomorfos que pueden agruparse en forma de rosarios. Además, se en-

cuentran en las anfibolitas idioblastos de pirita de tamaño entre 0,5 y 1 mm. La mayor parte de los mismos están parcial o totalmente pseudomor_ufizados por hematites/goethita. En las eclogitas también se observan estos pseudomorfos pero nunca retienen restos de la pirita original.

El piroxeno y los carbonatos se han detectado aproximadamente en la quinta parte de las muestras de anfibolitas granatíferas recogidas. El primero constituye cristales hipidiomorfos de 300 a 600 micras de longitud. No se dispone de análisis químicos del piroxeno pero sus características ópticas son idénticas a las onfacitas descritas en el apartado de las eclogitas. Los carbonatos se encuentran fundamentalmente en rocas ricas en epidota.

IV.3.8.3. ANFIBOLITAS EPIDOTICAS

La mayoría de estas rocas corresponden a cuerpos pequeños, con potencias de unas decenas de metros, intercalados entre micasquistos y, a veces, en contacto con rocas carbonatadas. Son de color verde o verde amarillento según la proporción relativa de anfíbol y epidota que contengan. Su estructura es esquistosa o, raramente, masiva.

La composición mineralógica varía de unos afloramientos a otros pero, de modo general, la asociación fundamental consiste en anfíbol cálcico, epidota y plagioclasa, con proporciones menores de clorita (clinocloro) y cuarzo. Además pueden contener cantidades muy pequeñas de titanita, rutilo, biotita, carbonatos, hematites/goethita e ilmenita. Dependiendo de su composición pueden diferenciarse varios tipos tales como anfibolitas epidóticas, anfibolitas feldespáticas y epidotitas anfibólicas.

IV.3.9. COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS DE LA COBERTERA DEL MANTO DEL MULHACEN

IV.3.9.1. ROCAS METAPELITICAS Y GNEISES

En la Tabla IV.8 se presentan los resultados de los análisis químicos correspondientes a 16 muestras de rocas de las diferentes formaciones que integran la cobertera del manto del Mulhacén. Los análisis números 1 a 9 corresponden a variedades de micasquistos de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos, los números 10 a 12 a la formación de micasquistos granatíferos, los números 13 y 14 a la formación de micasquistos de grano fino y, finalmente, los números 15 y 16 a gneises de la formación superior de mármoles y gneises.

En las Figuras IV.11 y IV.12 se muestran los diagramas composicionales elaborados a partir de los análisis químicos mencionados. El primer aspecto que cabe citar es que, a pesar de las diferencias de aspecto y de composición mineralógica existentes entre los diversos tipos de micasquistos, es notable el agrupamiento de las muestras en un área muy pequeña cualquiera que sea el diagrama que se considere, e independientemente de la formación a que pertenezcan. Sin embargo presentan, como cabría esperar, una mayor dispersión que las metapelitas del zócalo del manto del Mulhacén o las del manto del Veleta.

En conjunto, las rocas analizadas se incluyen dentro del campo composicional de las rocas metapelíticas, si bien pueden considerarse como moderadamente ricas en Al_2O_3 , pobres en Na_2O y MgO , y muy pobres en CaO , siendo este último aspecto el más relevante. La excepción la constituye la muestra NV-239b (análisis nº 7, tabla IV.8) que presenta una composición intermedia entre las metapelitas y las metarenitas. Por otra parte, la muestra NV-222 (análisis nº 2, tabla IV.8) posee una relación SiO_2/Al_2O_3 anormalmente alta.

La relación de oxidación ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$) varía, en las muestras ana

Tabla IV.8. Composición química de las rocas metapelíticas y gneises de la cobertera del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56.32	76.60	60.23	66.78	62.57	55.92	73.17	67.35
Al ₂ O ₃	21.06	10.83	18.71	17.07	19.23	21.10	12.90	15.99
TiO ₂	1.05	0.24	0.46	0.47	0.53	0.72	0.67	0.74
Fe ₂ O ₃	6.40	1.93	3.24	1.90	1.61	4.49	1.47	1.81
FeO	2.60	2.66	4.61	4.39	5.30	3.55	2.23	4.63
MnO	0.10	0.08	0.13	0.09	0.11	0.12	0.08	0.09
MgO	1.44	1.55	2.80	1.33	1.55	2.04	0.93	1.34
CaO	0.33	0.59	0.82	0.97	1.33	1.66	1.82	0.58
Na ₂ O	0.95	0.40	1.07	1.21	1.64	2.46	2.01	0.98
K ₂ O	6.02	3.13	4.12	2.86	3.06	3.94	2.27	2.67
P.C.	3.39	1.71	3.39	2.63	2.88	3.65	2.01	3.44
Total	99.66	99.32	99.58	99.70	99.81	99.65	99.56	99.62
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.69	0.40	0.39	0.28	0.21	0.53	0.37	0.26
Mg/Mg + Fe ²	0.50	0.44	0.52	0.35	0.34	0.51	0.43	0.34
al	46.40	42.96	42.17	47.33	46.55	43.48	43.69	47.10
fm	34.48	36.74	40.45	33.68	33.05	33.18	25.58	36.53
c	1.32	4.25	3.36	4.89	5.85	6.22	11.21	3.11
alk	17.80	16.05	14.02	14.10	14.55	17.13	19.52	13.26
mg	0.23	0.31	0.39	0.28	0.29	0.32	0.31	0.27
k	0.81	0.84	0.72	0.61	0.55	0.51	0.43	0.64

Composición mineralógica. 1: (NV-165) Mcs, Grt, Qtz, Cld, Ky, Chl, St, Hem, Ep, (Tur, Rt, Mag); 2: (NV-222) Qtz, Grt, Mcs, St, Ky, Cld, Rt, Hem, Tur, (Ep, Zrn); 3: (NV-33) Mcs, Qtz, Grt, Chl, Hem-Ilm, Tur, Pl, Rt, Cld, (Ep, Bt); 4: (NV-302) Qtz, Mcs, Grt, Chl, Tur, Rt, Ep, Cam, Hem-Ilm, (Bt, Ky); 5: (NV-241) Mcs, Qtz, Grt, Bt-Chl, Tur, Rt, Cam, Grt, Hem-Ilm, (Ep, Zrn); 6: (NV-283) Mcs, Qtz, Grt, Cam, Pl, Chl, Ep, Tur, Hem-Ilm, Mag, (Rt, Zrn, Cld); 7: (NV-239b) Qtz, Mcs, Pl, Grt, Ep, Cam, Chl, Hem-Ilm, Rt, (Tur, Bt, Zrn); 8: (NV-249) Qtz, Mcs, Grt, Bt-Chl, Gr, Cld, Ilm, Rt, (Tur).

Tabla IV.8. (Continuación).

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	57.94	62.54	60.20	62.28	59.92	58.91	67.26	73.12
Al ₂ O ₃	21.91	18.82	20.48	18.88	19.90	19.12	18.04	14.10
TiO ₂	0.30	0.49	0.49	0.69	1.35	1.07	1.59	0.22
Fe ₂ O ₃	2.55	1.15	1.24	1.84	2.87	2.62	0.73	1.60
FeO	5.34	6.23	6.83	4.63	4.57	5.27	1.20	1.23
MnO	0.08	0.13	0.11	0.08	0.08	0.11	0.02	0.03
MgO	1.71	1.59	1.55	1.40	1.74	1.80	1.11	0.52
CaO	0.42	0.80	0.98	0.75	0.34	1.78	1.28	0.98
Na ₂ O	1.11	1.12	1.31	1.28	1.21	1.25	3.30	2.71
K ₂ O	3.64	3.93	3.78	4.74	3.72	3.89	2.91	3.20
P.C.	4.80	2.69	2.60	3.06	3.88	3.97	2.31	2.09
Total	99.80	99.49	99.57	99.63	99.58	99.77	99.75	99.80
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.30	0.14	0.14	0.26	0.36	0.31	0.35	0.54
Mg/Mg + Fe ²	0.36	0.31	0.29	0.35	0.40	0.38	0.62	0.43
al	50.10	46.03	46.69	47.13	48.30	43.30	52.42	48.70
fm	34.90	35.51	35.01	31.40	35.60	35.18	15.90	17.78
c	1.75	3.56	4.06	3.40	1.50	7.33	6.76	6.15
alk	13.19	14.91	14.24	18.07	14.60	14.19	24.92	27.36
mg	0.28	0.28	0.26	0.28	0.30	0.29	0.51	0.26
k	0.68	0.70	0.65	0.71	0.67	0.67	0.37	0.44

Composición mineralógica. 9: (NV-262) Qtz, Mcs, Grt, Cld, Gr, Rt; 10: (NV-7) Mcs, Grt, Qtz, Rt, Tur, Ep, Rt-Chl, Gr, (Pl); 11: (NV-11) Mcs, Qtz, Grt, Tur, Rt, Bt-Chl, (Ep, Pl); 12: (NV-156) Mcs, Qtz, Grt, Pl, Tur, Bt, Hem-Ilm, Rt, Ep, (Ttn); 13: (NV-14) Qtz, Mcs, Grt, Chl, Cld, Ilm, Tur, Pl; 14: (NV-237) Mcs, Grt, Qtz, Chl, Tur, Cam, Ilm, Gr, Bt; 15: (NV-4) Pl, Mcs, Qtz, Tur, Ttn, Grt, Bt, Ep, (Hem); 16: (NVC-46) Qtz, Mcs, Pl, Grt, Tur, Bt, Ep, Hem-Gt, (Ilm, Cal).

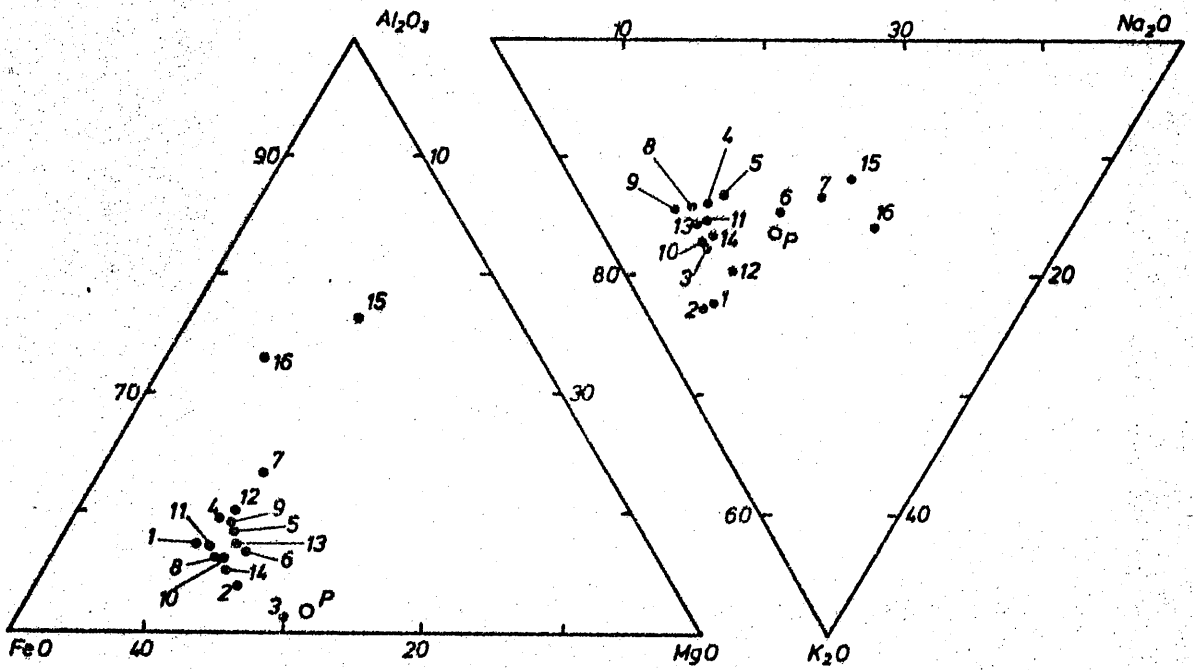
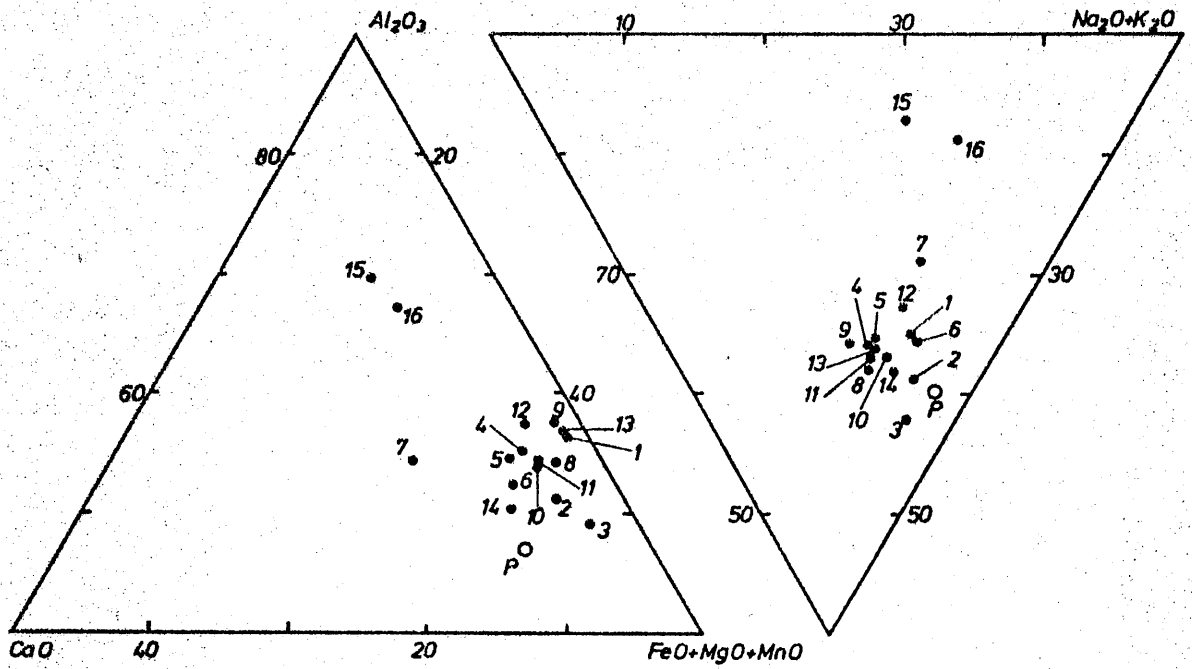


Fig.IV.11. Representaciones gráficas de la composición química de las rocas metapelíticas y gneises de la cobertera del manto del Mulhacén (en proporciones moleculares). P indica la composición de la pelita promedio.

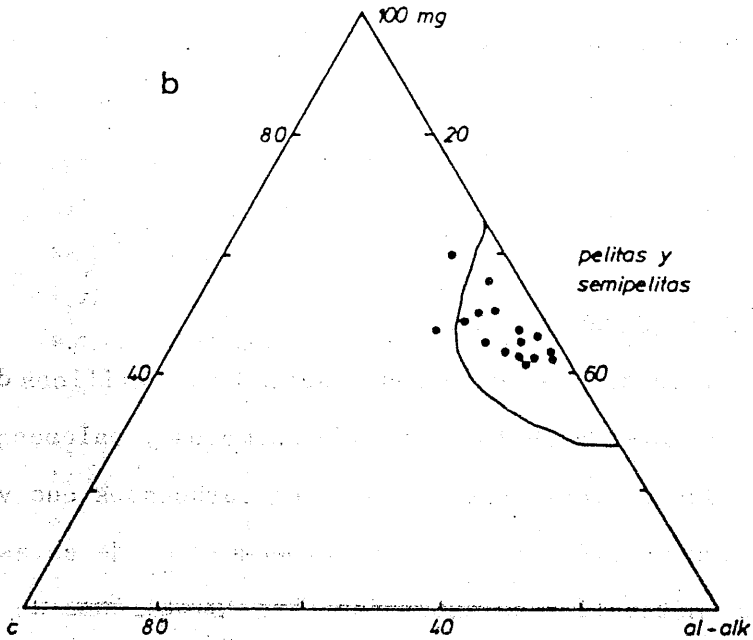
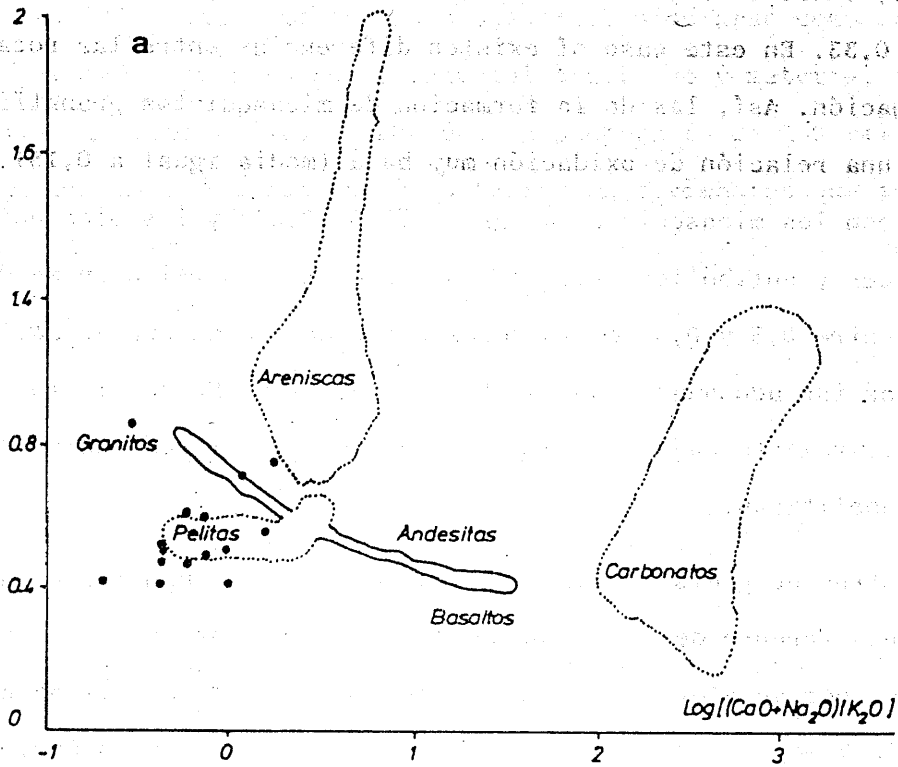


Fig. IV.12. Situación de las rocas metapelíticas y gneises de la cobertura del manto del Mulhacén en el diagrama de Garrels y Mackenzie, 1971 (a) y en el de Leake, 1964 (b).

lizadas, entre límites bastante amplios (0,14 y 0,69), con un valor medio de 0,33. En este caso sí existen diferencias entre las rocas de cada formación. Así, las de la formación de micasquistos granatíferos presentan una relación de oxidación muy baja (media igual a 0,18) en comparación con los micasquistos de grano fino (0,34) y los micasquistos feldespáticos y anfibólicos (0,38). Por su parte, la relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ oscila entre 0,3 y 0,5 en las rocas estudiadas, sin que se adviertan diferencias tan acusadas como en el caso anterior. Estos últimos valores son relativamente bajos en comparación con los valores medios de las rocas metapelíticas.

Las muestras de gneises analizadas presentan una composición química bastante diferente de la de las metapelitas: se caracterizan, fundamentalmente, por su elevada proporción de alúmina y de alcalinos en relación a $Fe+Mn+Mg$, y por elevada concentración en Na_2O y en CaO . Los valores de la relación de oxidación y de la relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ son comparables a los de algunas rocas metapelíticas analizadas, pero en general son superiores a la media de estas rocas.

IV.3.9.2. ROCAS CARBONATADAS.

En la Tabla IV.9 se presentan los resultados analíticos de cuatro muestras pertenecientes a la formación de mármoles y calcoesquistos. Estas muestran poseen contenidos crecientes en carbonatos que van desde el 12 al 50%. La comparación de la composición química de estas rocas con la de las rocas metapelíticas asociadas (Fig.IV.13) pone de manifiesto que ambos tipos de rocas, aparte de su contenido en carbonatos, presentan relaciones semejantes entre otros óxidos, tales como Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , Na_2O y K_2O .

Además, la representación de los parámetros de Niggli, calculados a partir de los análisis químicos, en diferentes diagramas discriminantes -

indica que las rocas carbonatadas pueden considerarse como una mezcla - de diferentes proporciones de material arcilloso y material calizo pobre en magnesio. Debe notarse, también, la proporción de MnO relativamente-elevada en las rocas con mayor contenido en carbonatos que sugiere que- la concentración de Mn en la calcita es superior a los valores medios - habituales en las rocas carbonatadas típicas.

Tabla IV.9. Composición química de las rocas con car-
bonatos de la cobertera del manto del
Mulhacén.

	1	2	3	4
SiO ₂	37.46	43.77	54.22	56.56
Al ₂ O ₃	6.30	13.86	15.09	16.60
TiO ₂	0.31	0.59	0.90	1.02
Fe ₂ O ₃	2.19	4.81	2.13	2.53
FeO	1.07	1.46	3.49	3.84
MnO	0.14	0.22	0.10	0.11
MgO	1.31	0.89	1.65	1.23
CaO	26.35	17.59	9.72	7.34
Na ₂ O	0.18	0.67	1.25	0.87
K ₂ O	1.75	2.46	2.81	3.05
P.C.	22.03	12.86	8.27	6.59
Total	99.09	99.18	99.63	99.74
Fe ³ /Fe ² +Fe ³	0.65	0.75	0.35	0.37
Mg/Mg + Fe ²	0.69	0.52	0.46	0.36
al	9.81	22.95	30.27	35.60
fm	12.19	17.85	24.05	25.63
c	74.59	52.96	35.45	28.62
alk	3.41	6.23	10.23	10.15
mg	0.42	0.21	0.35	0.26
k	0.86	0.71	0.60	0.70

Composición mineralógica. 1: (NV-29) Cal, Qtz, Mcs, Grt, Ttn, Cam, Tur, Bt, Rt, Czo, Po; 2: (NV-267) Cal, Mcs, Qtz, Grt, Pl, Ep, Ttn, Chl, Tur, Rt, Po, Ilm; 3: (NV-301) Mcs, Qtz, Cal, Grt, Ttn, Pl, Cam, Ep, Chl, Gt, Tur, Bt, Po, Zrn; 4: Qtz, Mcs, Cal, Grt, Ttn, Pl, Chl, Czo, Rt-Ilm, Tur, Gr, Po, Zrn.

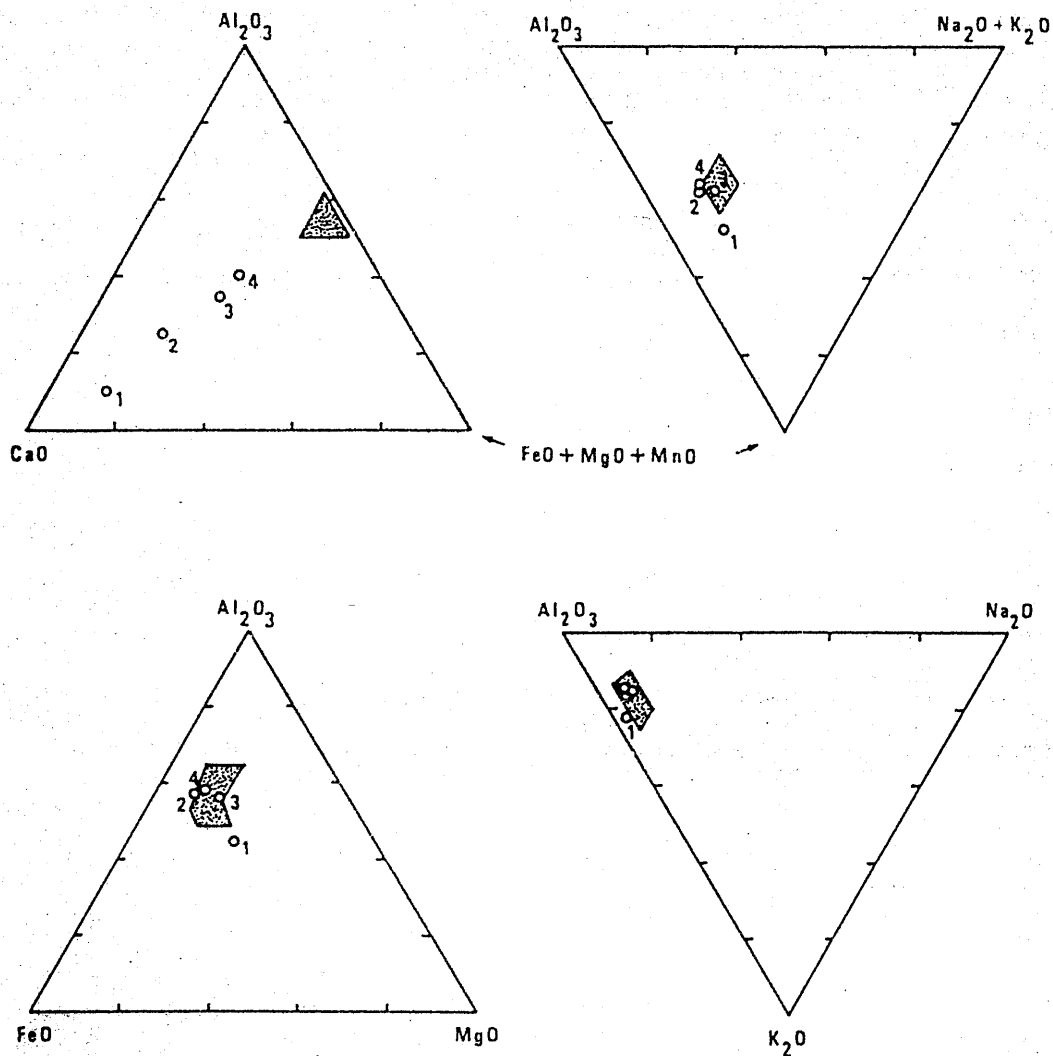


Fig.IV.13. Representaciones gráficas de la composición química de las rocas metacarbonatadas. El área punteada representa el campo composicional de las rocas metapelíticas asociadas.

IV.3.9.3. METABASITAS

Se han realizado análisis químicos de siete muestras de rocas correspondientes a eclogitas y anfibolitas granatíferas. Los resultados analíticos (Tabla IV.10) indican que se trata de rocas de composición basáltica, si bien con algunas diferencias significativas entre ellas.

Si se comparan las muestras estudiadas con la composición media de diferentes rocas ígneas básicas (Wedepohl, 1969) (Fig. IV.14 y IV.15) se ponen de manifiesto, fundamentalmente, los siguientes hechos:

- en general, las metabasitas analizadas presentan altos contenidos en álcalis. Este hecho es más acentuado en las eclogitas del tipo II, que también se caracterizan por su riqueza relativa en Al_2O_3 y su escasez de ferromagnesianos.
- el elevado contenido en Fe total y bajo contenido en Al_2O_3 en la roca eclogítica más representativa del tipo I (NVA-121).
- las anfibolitas granatíferas son las que presentan una composición química más próxima a los valores medios de las rocas ígneas básicas tomadas de referencia.

Cuando se establece una comparación con los datos químicos de las eclogitas de los Alpes occidentales publicados por varios autores (Mottana, 1977; Cortesogno et al., 1977; Reinsch, 1979, etc.) destaca, nuevamente, el elevado contenido en álcalis de las rocas de Sierra Nevada y la extraordinaria semejanza de la eclogita del tipo I antes mencionada (NVA-121) con las eclogitas del grupo de Voltri. Por lo demás, dependiendo de la muestra que se considere, presenta más o menos analogías con los tipos descritos en los Alpes.

Los resultados analíticos de los elementos mayoritarios no han permitido establecer, de manera concluyente, la naturaleza primaria de las metabasitas. Los diagramas discriminantes de uso más común (Kuno, 1969, 1967;

Tabla IV.10. Composición química de las metabasitas del manto del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42.44	47.08	51.59	48.95	46.43	44.64	42.66
Al ₂ O ₃	12.44	16.27	15.98	19.77	17.34	18.01	17.64
TiO ₂	3.58	1.20	1.12	1.10	1.80	0.95	1.29
Fe ₂ O ₃	7.66	6.00	3.75	3.81	5.42	4.20	5.22
FeO	11.87	5.20	4.93	5.03	6.37	6.27	9.71
MnO	0.26	0.11	0.23	0.12	0.18	0.16	0.13
MgO	5.31	7.30	4.37	4.64	6.04	8.77	8.98
CaO	10.22	9.45	11.15	7.54	8.10	11.43	5.76
Na ₂ O	4.46	5.15	4.89	4.59	5.77	2.52	5.07
K ₂ O	0.39	0.29	0.40	1.83	0.21	0.38	0.61
P.C.	1.01	1.83	1.14	2.08	1.85	2.05	2.61
Total	99.64	99.88	99.55	99.46	99.51	99.38	99.69
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.37	0.51	0.41	0.41	0.43	0.38	0.33
Mg/Mg + Fe ²	0.44	0.71	0.61	0.62	0.63	0.71	0.62
al	15.71	21.44	23.54	29.54	23.66	22.51	21.92
fm	51.04	44.35	34.12	35.73	42.98	45.83	53.87
c	23.46	22.64	29.86	20.48	20.10	25.97	13.02
alk	9.80	11.58	12.49	14.24	13.26	5.69	11.19
mg	0.33	0.55	0.48	0.49	0.49	0.60	0.52
k	0.05	0.04	0.05	0.21	0.02	0.09	0.07

Norma C.I.P.W.

Il	6.81	2.28	2.13	2.09	3.42	1.81	2.45
An	12.76	20.40	20.45	27.90	20.77	36.67	23.54
Mag	11.13	8.72	5.45	5.53	7.87	6.10	7.58
Ne	10.68	8.81	3.31	5.16	10.33	2.23	12.18
Ab	17.90	27.29	35.25	29.29	29.73	17.20	20.39
Ol	5.88	7.93	1.38	8.95	8.79	15.09	23.28
Di	31.04	20.86	28.01	7.60	15.47	15.96	4.05
Or	2.30	1.71	2.36	10.81	1.24	2.25	3.60

Composición mineralógica. 1:(NVA-121) Omp,Grt,Rt,(Qtz,Cam); 2: (NVA-133) Omp,Cam,Grt, Rt,Ep,Mcs,Hem-Gt,Pl; 3: (NVA-113) Omp,Czo,Grt,Rt,Cam,(Mcs,Hem-Gt); 4: (NV-75) Cam, Omp,Mcs,Grt,Ep,Rt,Pl,(Czo,Hem-Gt,Qtz); 5: (NVA-118) Cam,Omp,Grt,Rt,Mcs,Ky,Ep,(Qtz, Hem-Gt); 6: (NVA-120) Cam,Ep,Grt,Czo,Mcs,Rt,(Hem-Gt,Chl,Qtz); 7: (NV-78) Cam,Grt, Mcs,Rt,(Ilm,Qtz,Ep,Gln).

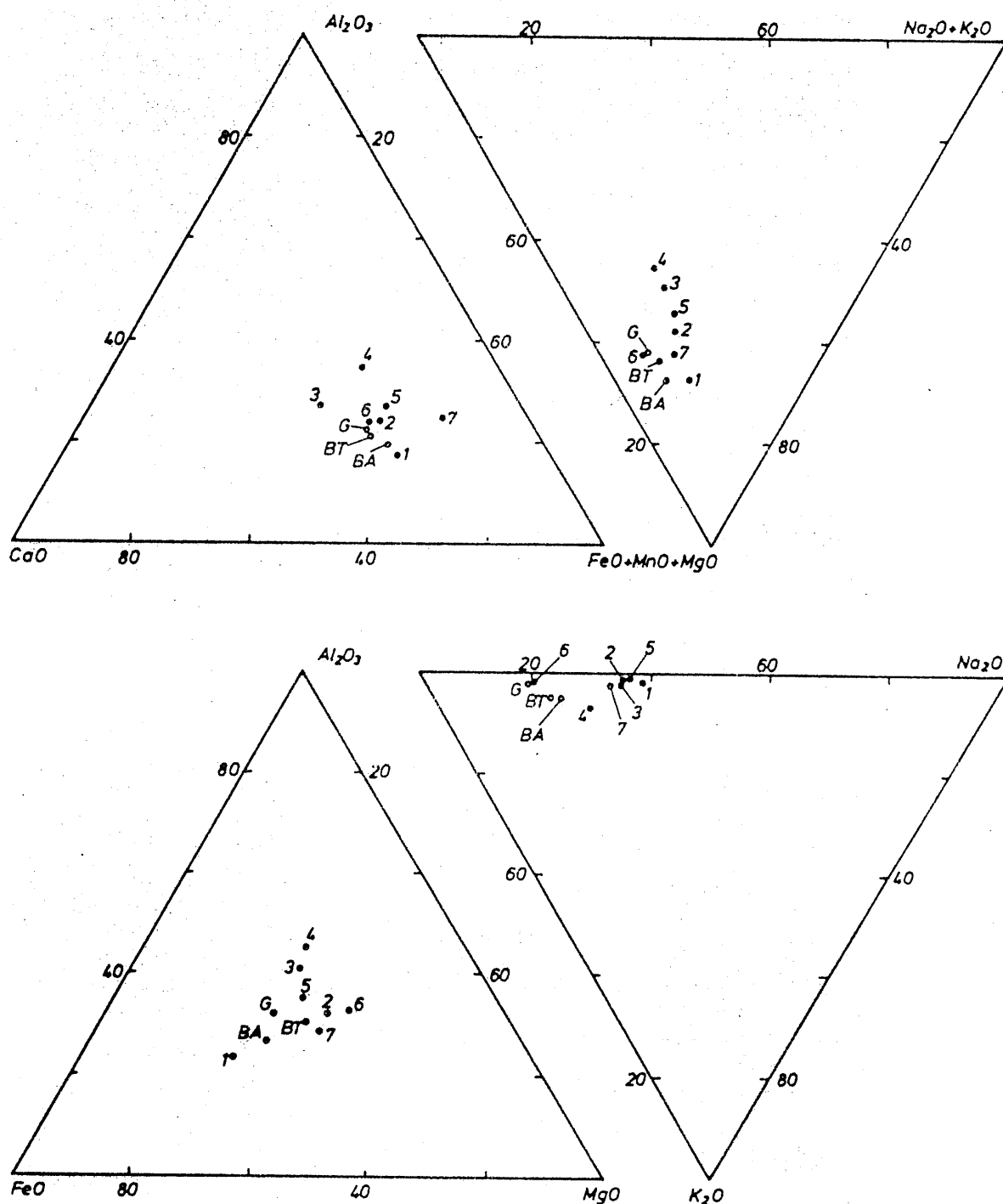


Fig.IV.14. Representaciones gráficas de la composición química de las metabasitas del manto del Mulhacén (en proporciones moleculares). G, BT y BA composiciones medias de los gabros, basaltos toleíticos y basaltos alcalinos, respectivamente, según Wedepohl, 1969.

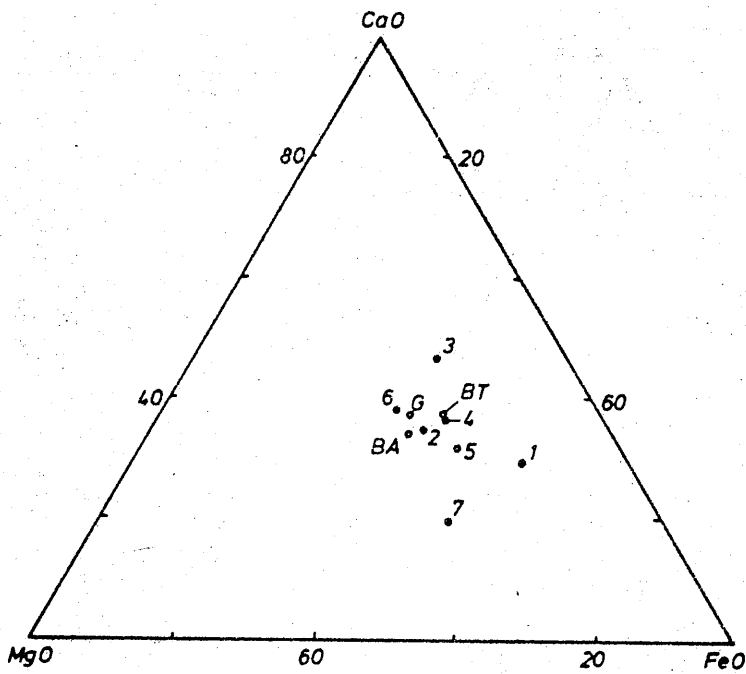
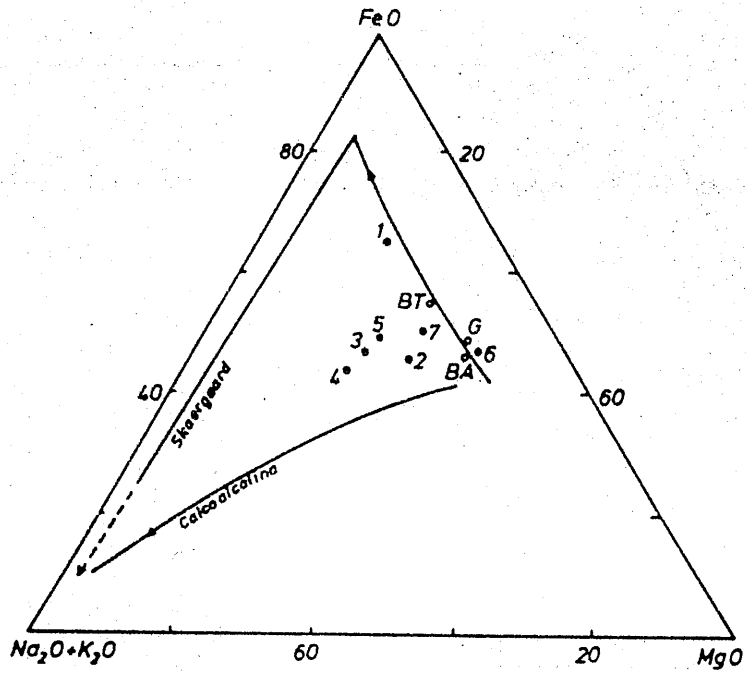


Fig.IV.15. Composición química de las metabasitas del manto del Mulhacén (porcentajes en peso). G, BT y BA composiciones medias de los gabros, basaltos toleíticos y basaltos alcalinos, respectivamente, según Wedepohl, 1969.

Miyashiro, 1973; AFM, etc.) dan resultados contradictorios cuando se aplican a las rocas estudiadas. Sin embargo, es importante resaltar la existencia de nefelina + olivino normativo en todas las muestras (tabla IV.10) lo que induce a considerar que las rocas procedan de basaltos alcalinos con olivino. Un magma original de esta naturaleza también ha sido señalado por Gómez Pugnaire (1979) y Díaz de Federico (1980) para rocas eclogíticas de Sierra de Baza y Sierra Nevada, respectivamente.

IV.4. FASES DE DEFORMACION

Las rocas del complejo de Sierra Nevada han sufrido los efectos de sucesivas fases de deformación y metamorfismo durante la orogenia alpina y otra/s más antigua/s. En la Fig. IV.16. se reproduce parcialmente el esquema de deformaciones propuesto por Díaz de Federico y Puga (1980) para estas rocas, y cuya nomenclatura será adoptada, en lo sucesivo, en el texto al hacer referencia a fases de deformación o esquistosidades.

Debe puntualizarse la diferencia existente entre el manto del Mulhacén y el del Veleta en relación con la importante fase D_2 . En este último manto, la deformación D_2 es -en general- menos rigurosa y los pliegues son menos apretados disturbando en menor grado a la esquistosidad S_1 , que es bien reconocible en casi todos los afloramientos. En algunos sectores la fase D_2 se manifiesta sólo por una crenulación más o menos apropiada de la S_1 (véase Gómez Pugnaire, 1979; Díaz de Federico, 1980).

Por otra parte, debe considerarse la sugerencia de Gómez Pugnaire (1979) y Díaz de Federico et al. (1979) sobre la existencia de argumentos de carácter petrológico que pueden hacer pensar en una evolución diferenciada del manto del Veleta con respecto al del Mulhacén y, por tanto, en la posibilidad de que las estructuras y el metamorfismo de aquel sean de edad anterior a la orogenia alpina, (¿hercínica?).

	Fases de deformación	Metamorfismo	Pliegues más frecuentes	Esquistosidad
OROGENIA PREALPINA	D ₋₂	F. esquistos verdes		Esquistosidad S ₋₂
	D ₋₁		P ₋₁ . Cerrados. De pequeña amplitud. Preservados en rocas corneificadas y peciloblastos.	Esquistosidad de strain-slip S ₋₁
		Metamorfismo de contacto F. corneanas Hornblend		
OROGENIA ALPINA	D ₁	F. esquistos verdes glaucofaníticos (M. Mulhacén) F. esquistos verdes (M. Veleta)	P ₁ . Escasos. De abiertos a isoclinales. (Charnelas aisladas)	Esquistosidad S ₁
	post D ₁	Dialtaresis F. esquistos verdes		
Acontecimiento eoalpino				
Acontecimiento alpino s.str.	D ₂	F. anfibolitas de Ab-Ep (M. Mulhacén) F. esquistos verdes (M. Veleta)	P ₂ . Abundantes. De cerrados a isoclinales.	Esquistosidad S ₂
	post D ₂	F. anfibolitas almand. (M. Mulhacén) F. anfibolitas Ab-Ep a anfibolitas almand. (M. Veleta)		
	D ₃	F. esquistos verdes	P ₃ . Abundantes. De abiertos a cerrados. Pequeña amplitud. Plano axial subvertical	Esquistosidad de strain-slip S ₃
	D ₄	F. esquistos verdes (escusa blastesis)	P ₄ . Abundantes. De abiertos a isoclinales	Esquistosidad de strain-slip S ₄

Fig. IV.16. Síntesis de las fases de deformación en las rocas del complejo de Sierra Nevada (Según Díaz de Federico y Puga, 1980).

ASPECTOS VELETALES

Los granates pertenecientes al género *Punica* que se encuentran en el Manto del Veleta, y que se presentan en forma de granos, en el estado de madurez, son de color rojo oscuro, con el interior de color rojo claro, y se caracterizan por tener un sabor dulce y una textura carnosa. Estos granos se utilizan principalmente para la elaboración de mermeladas, jaleos y otros productos de repostería.

V

LOS GRANATES DEL MANTO DEL VELETA

En este trabajo se describen los granos de granate que se encuentran en el Manto del Veleta, y se detallan sus características físicas y químicas. Se menciona que estos granos son de tamaño medio y tienen una forma redondeada. Su color exterior es rojo oscuro, mientras que el interior es rojo claro. El sabor es dulce y la textura es carnosa. Se menciona también que estos granos se utilizan principalmente para la elaboración de mermeladas, jaleos y otros productos de repostería.

Los portulacáceos son plantas que se encuentran en el Manto del Veleta, y se caracterizan por tener hojas carnosas y flores pequeñas. Estas plantas son muy comunes en las zonas de alta montaña y se utilizan tradicionalmente para la elaboración de infusiones y otros productos medicinales. Se menciona que estas plantas tienen propiedades diuréticas y laxantes, y se utilizan para tratar problemas de salud como la hipertensión y el estreñimiento.

V. LOS GRANATES DEL MANTO DEL VELETA

ASPECTOS TEXTURALES

Los granates se hallan ampliamente representados en las series metamórficas que constituyen el manto del Veleta. A título orientativo basta citar que se encuentran presentes en el 70% de las muestras recogidas en el corte del Veleta y en el 80% de las recogidas en el de La Ragua. Cuando están presentes, constituyen habitualmente el tercer mineral en orden de abundancia, detrás del cuarzo y de la mica incolora. La proporción modal de granate oscila entre el 1 y el 8%, con valores más frecuentes comprendidos entre 3 y 4%.

El tamaño de los cristales varía entre una decena de micras y 3 mm, aunque excepcionalmente puede llegar a 5 mm. El diámetro más frecuente se sitúa en torno a un milímetro.

La forma, el tamaño y las características texturales de los granates de este manto son variados, y dependen de un número de factores tales como la composición y heterogeneidad de la roca, el proceso de nucleación, la velocidad de crecimiento, la existencia de deformación simultánea al crecimiento, etc. En consecuencia, se han desarrollado varios tipos texturales que se describen a continuación.

Los porfiroblastos con inclusiones de cuarzo representan el tipo más difundido. Son especialmente abundantes en las rocas del sector de La Ragua y, en menor proporción, son el tipo fundamental en el sector del Veleta, particularmente en los micasquistos granatíferos. El tamaño de estos porfiroblastos contrasta marcadamente con el de la matriz que es de grano fino; la dimensión máxima de los cristales es de medio centímetro, pero generalmente oscila entre 1 y 2 mm.

Los cristales son xenoblásticos, con formas variables (Lámina I) que van desde subesféricas a alargadas según la esquistosidad. Contienen abundantes inclusiones, a veces en tal proporción que el granate llega a ser esquelético (Lámina I,a). Las inclusiones son de cuarzo, en su mayor parte, grafito y hematites-ilmenita, y se disponen de modo ordenado definiendo una esquistosidad interna (Si). Esta Si es casi siempre rectilínea o con curvatura moderada dibujando formas sigmoidales que son congruentes con la esquistosidad externa S_1 . En otros casos, la Si evidencia (Lámina I,c,d) que el granate ha experimentado una rotación-simultánea a su crecimiento, que puede estimarse en valores próximos a 90° . Excepcionalmente, se han desarrollado dispositivos rotacionales que corresponden a ángulos de rotación aparentes de hasta 360° (Lámina I,e). Prácticamente, en todos los granates de este tipo las inclusiones alcanzan la zona más externa del cristal lo que indica que no han existido cambios sustanciales en la velocidad de crecimiento. Sólo en algunos casos (Lámina I,f) se ha observado la existencia de una aureola externa, más o menos discontinua, sin inclusiones de cuarzo que correspondería a una disminución relativa de la velocidad de crecimiento.

Los porfiroblastos helicíticos más típicos (en el sentido de Spry, 1969) están muy bien representados en las variedades de micasquistos que contienen granate y cloritoide, y se localizan preferentemente en niveles micáceos con abundante grafito. Son de tamaño análogo a los anteriores (normalmente entre 1 y 2 mm), pero poseen formas cristalinas-mejor desarrolladas, siendo casi siempre idioblásticas (Lámina II). La esquistosidad interna (Si) de estos porfiroblastos está definida por inclusiones de grafito y menas que se presentan orientadas en perfecta continuidad con la esquistosidad externa (Se) (Lámina II,a,b). La disposición de estas inclusiones, en algunos casos, no es congruente con la Se debido a que su orientación puede verse modificada una vez que -

han sido incluidas para disminuir su energía libre interfacial (Kretz, 1966; Vernon, 1968,1976). En este caso la orientación de los planos cristalográficos del granate condiciona la disposición final de las inclusiones (Lámina II,c). Este hecho, por otra parte, evidencia una velocidad de crecimiento relativamente lenta. Otra causa de discontinuidad entre Si y Se es la rotación postcrecimiento que han sufrido algunos granates en relación con fases posteriores a D_2 (Lámina II,d). Otros aspectos texturales relativos a este tipo de granates se ilustran en la Lámina II tales como la ausencia casi total de inclusiones en algunos idioblastos en los que, sin embargo, la Se mantiene una disposición idéntica a la descrita anteriormente (Lámina II,e); la disminución de las inclusiones en la parte periférica del cristal (Lámina II,d) y la suave curvatura que puede presentar la Si en esta misma parte. Todos estos aspectos están relacionados con la dinámica de crecimiento y su relación con la deformación de la matriz adyacente al porfiroblasto.

Los dos tipos de granates descritos hasta ahora coexisten en numerosas rocas, incluso a escala tan pequeña como la de un único cristal. La Lámina II,f ilustra perfectamente este hecho, y puede apreciarse que la parte del cristal desarrollada sobre un nivel micáceo desarrolla una textura típicamente helicítica, mientras que la desarrollada sobre un lecho cuarzoso presenta textura de tipo esquelético.

En los micasquistos con feldespatos y granate, este mineral se presenta texturalmente de modo diferente respecto a las otras dos variedades de micasquistos anteriormente citadas. Los cristales de mayor tamaño (0,7-1 mm) constituyen porfiroblastos con abundantes inclusiones de grafito localizadas en las zonas central y media del cristal (Lámina III,a,b). El grafito junto a otras inclusiones tales como cuarzo y menas metálicas definen una Si sigmoidal, aunque a veces su disposición es bastante irregular. En estos porfiroblastos es patente la existencia

de una zona externa casi sin inclusiones que -en algunos casos- supone hasta un 40% del radio del cristal.

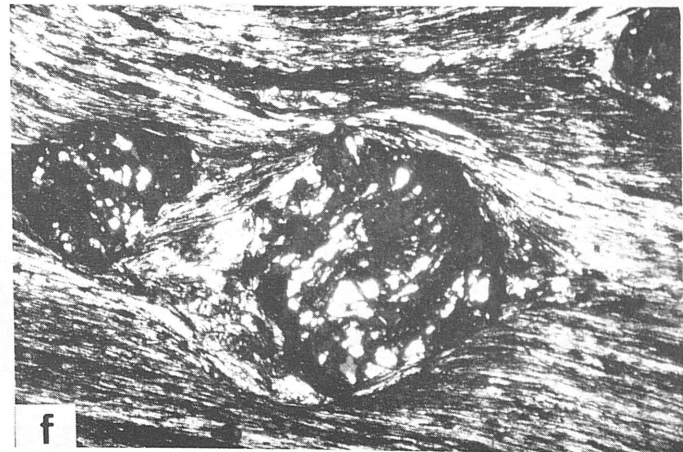
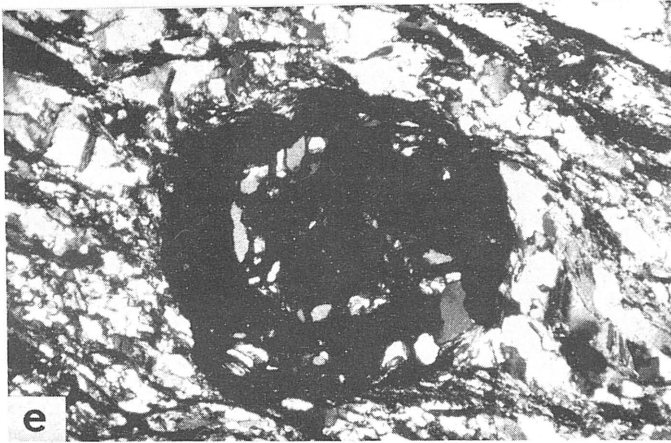
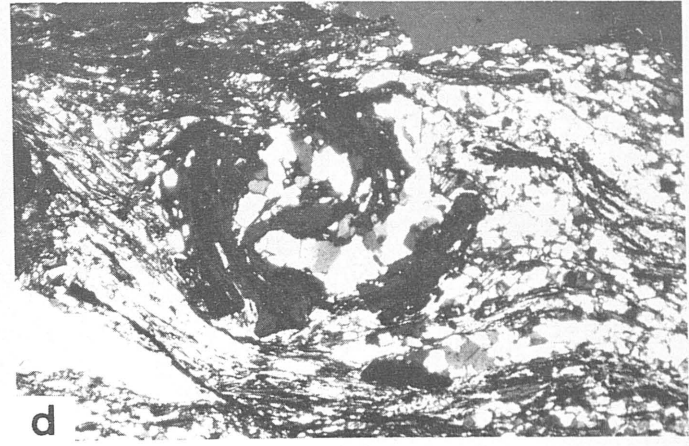
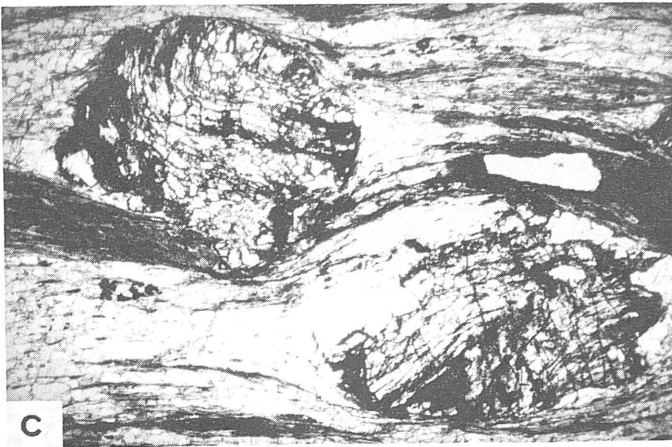
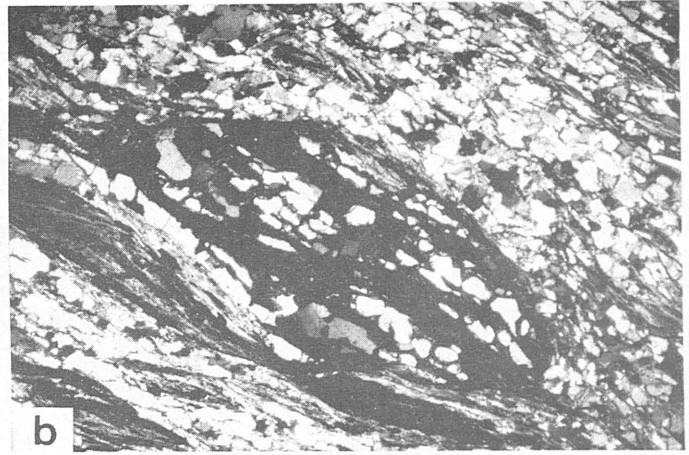
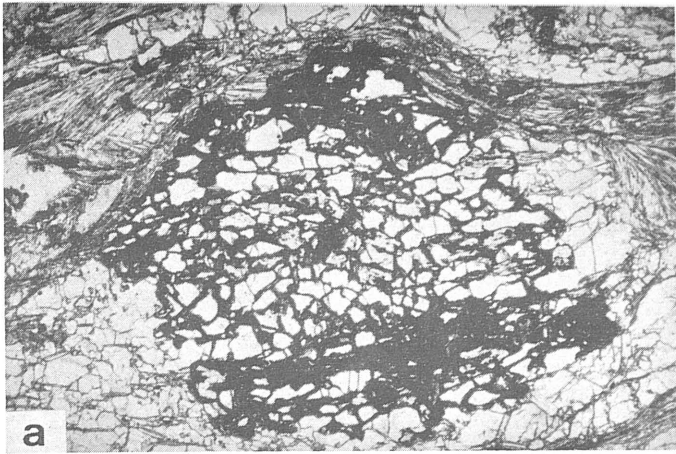
Sin embargo, el tipo textural de granate más común en estos micasquistos con feldespato y granate lo constituyen pequeños cristales con inclusiones de grafito (Lámina III,c,d,e,f). Este tipo se caracteriza por su elevada densidad de nucleación que, en algunos niveles de roca, alcanza valores próximos a 100 cristales/mm²; en otros, sin embargo, sólo alcanza unos pocos cristales por cm². El tamaño de los cristales oscila entre una decena de micras y 300 micras y, excepcionalmente, alcanza 0,5 mm. La forma de los cristales es variable y así pueden encontrarse desde idióblastos a xenoblastos muy irregulares, siendo, además, común que se presenten alargados según la esquistosidad. El grafito incluido se distribuye en la totalidad del cristal o está restringido a las zonas central y media del mismo. Normalmente, es difícil de observar la disposición de las inclusiones pero, en algunos casos, se aprecia la existencia de una Si con forma sigmoidal. Este tipo de granates es frecuente que se encuentren incluidos, a su vez, en peciloblastos milimétricos de plagioclasa de la fase post D₂ (Lámina III,f).

Por otra parte, existen también granates de tamaño pequeño, aunque escasos, en las variedades de micasquistos granatíferos, y con granate y cloritoide. No obstante, en algunas muestras de micasquistos granatíferos es el único tipo de granate presente. Forman grandes concentraciones (Lámina IV,a) de cristales de tamaño comprendido entre 50 y 500 micras (diámetro medio de unas 100 micras) que poseen hábito idióblástico y algunas inclusiones de grafito o menas metálicas. Estas se disponen de modo irregular o controlado cristalográficamente por el granate (Lámina IV,b). En algunos micasquistos con cloritoide se han observado también concentraciones de pequeños granates de características análogas a los anteriores (Lámina IV,c,d) y que se localizan en niveles muy

delgados ricos en cuarzo.

Finalmente, cabe señalar la existencia, en una sola muestra, de granates con texturas en atolón extraordinariamente bien desarrolladas (Lámina IV,e).

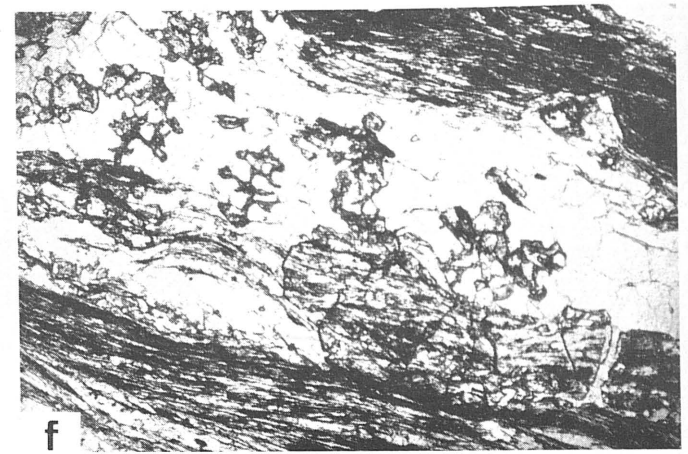
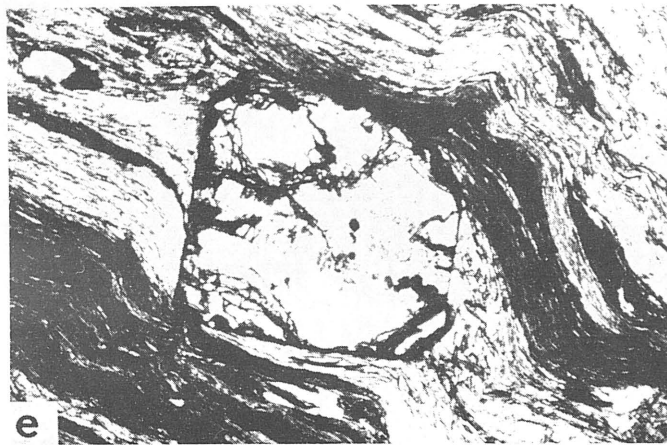
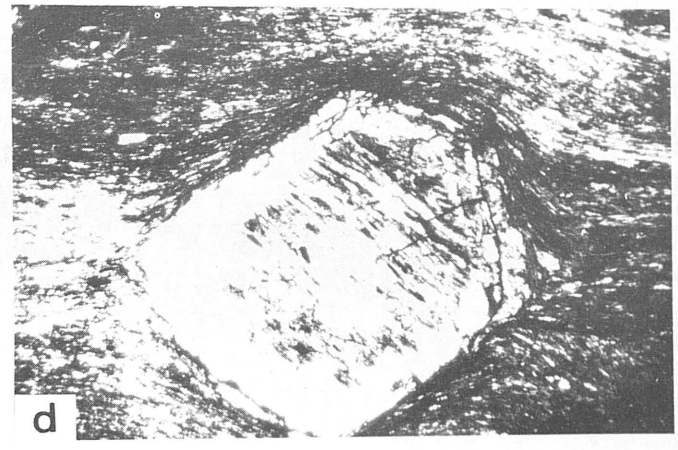
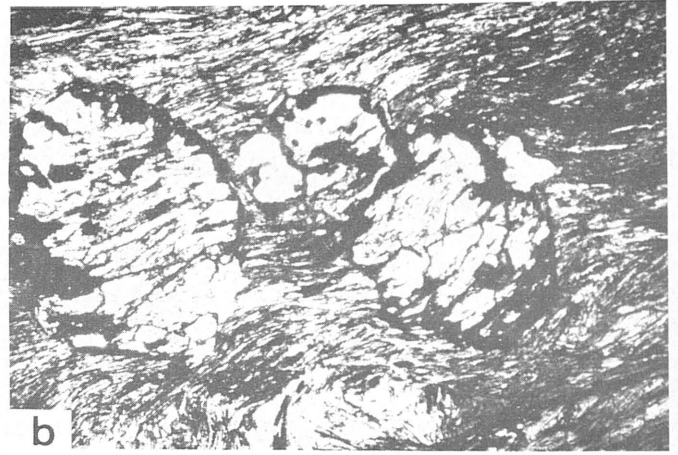
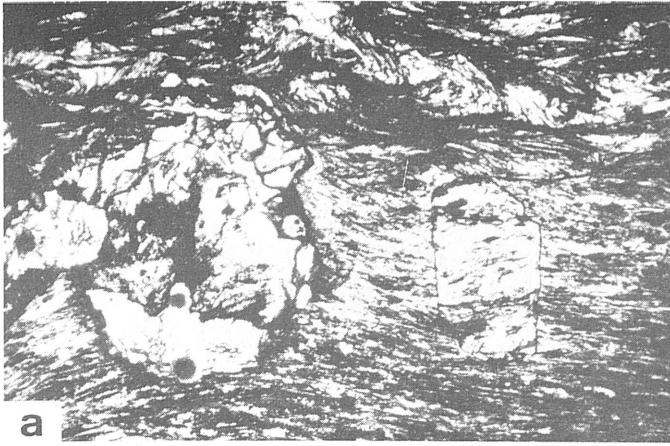
Las características texturales de los granates y sus relaciones con la matriz circundante, apoyadas por la información aportada por los perfiles de microsonda (páginas 124 y ss.), indican que la cristalización - del granate en las rocas del manto del Veleta, ha tenido lugar durante el acontecimiento metamórfico M_2 . Más concretamente, la mayor parte de los granates pueden considerarse de sincinemáticos tardíos a postcinemáticos respecto a la fase de deformación D_2 que origina la esquistosidad S_2 . No obstante, algunos cristales, que evidencian rasgos sintectónicos muy claros, han podido desarrollarse algo más tempranamente. Uno de los criterios más concluyentes es observable en rocas en que la deformación D_2 ha sido menos rigurosa y se manifiesta mediante el desarrollo de una crenulación más o menos apretada. En este caso, existe una estrecha relación entre el tamaño y posición de los granates y la longitud de onda de los micropliegues P_2 . La textura sigmoidal que presentan los granates es una "fosilización" de la esquistosidad S_1 que constituye el flanco de mayor longitud de los micropliegues que generalmente poseen un alto grado de asimetría (Lámina V). Además, también se han observado granates típicamente helicíticos que engloban micropliegues cerrados asimilables a los pliegues P_2 de la matriz.



LAMINA I

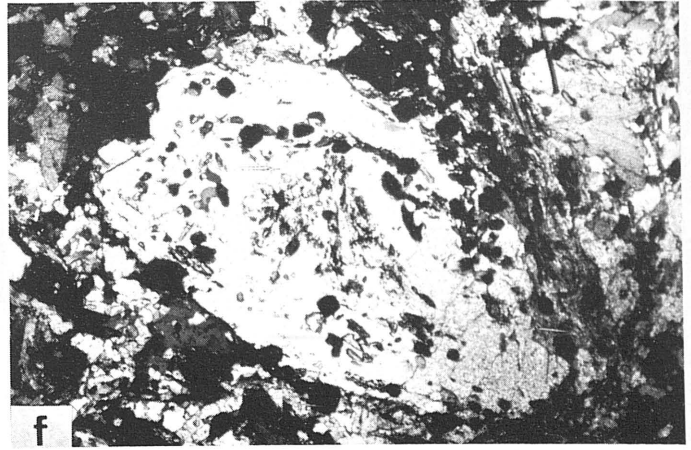
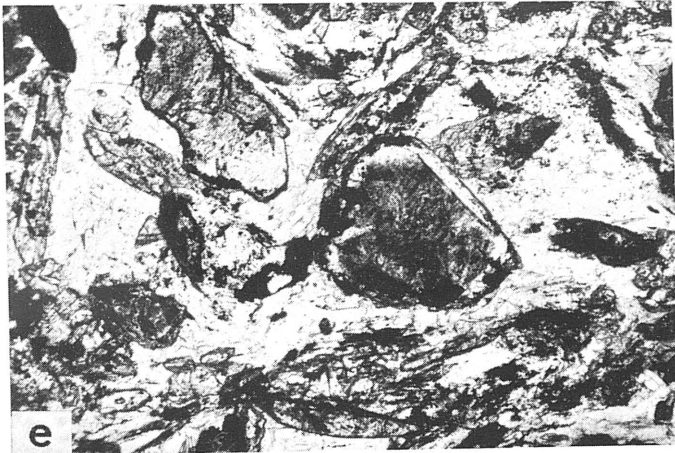
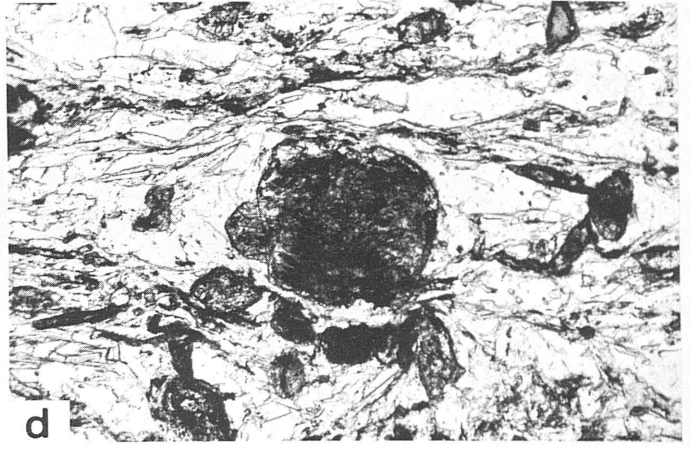
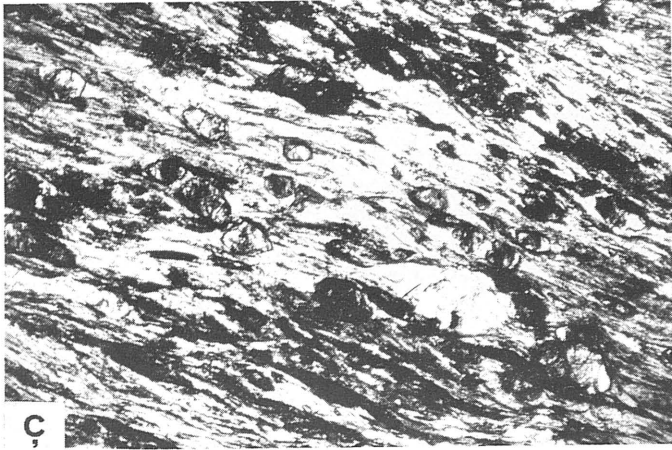
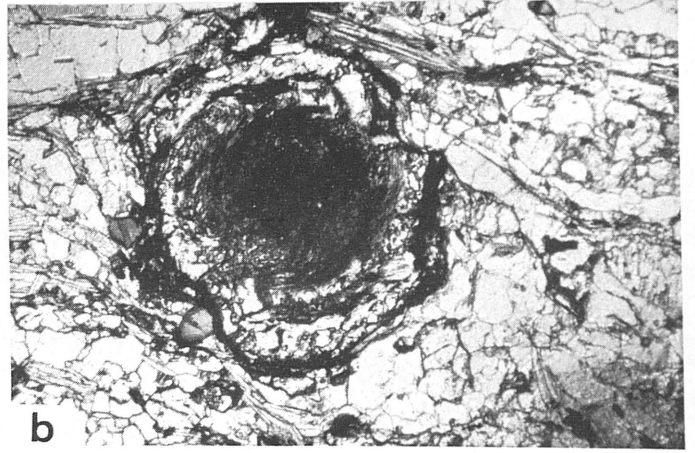
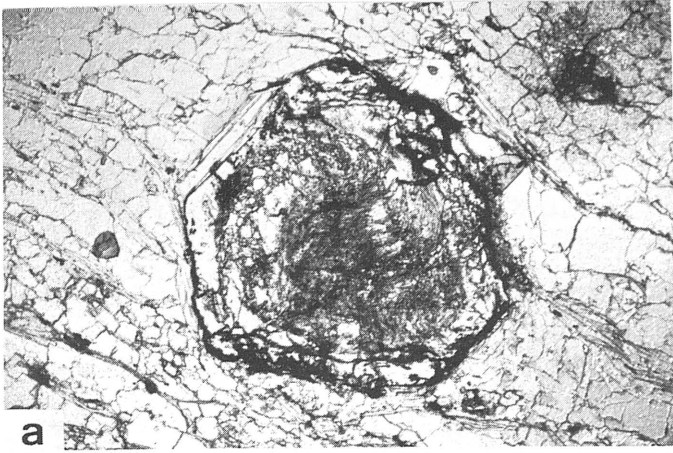
LAMINA I

- a , b.- Porfiroblastos esqueléticos de granate con gran cantidad de cuarzo incluido. Micasquistos granatíferos del manto del Veleta (x25).
- c , d.- Porfiroblastos con una esquistosidad interna (S_i) curva da definida por la orientación de inclusiones de cuarzo, - hematites-ilmenita y grafito (c x10 , d x25).
- e.- Granate rotacional (x25).
- f.- Núcleo peciloblástico rodeado por una aureola externa sin inclusiones (x25).



LAMINA II

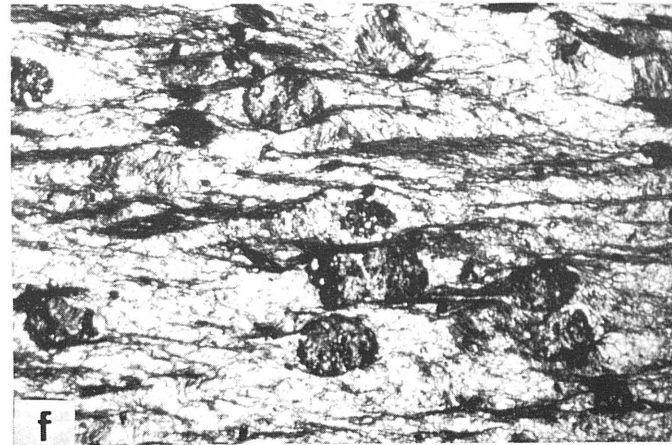
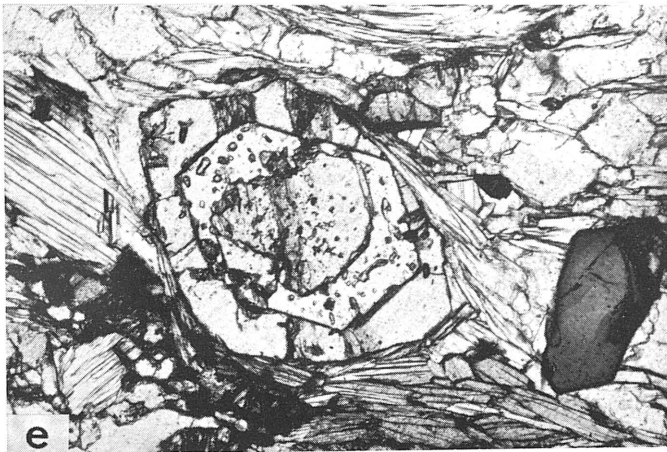
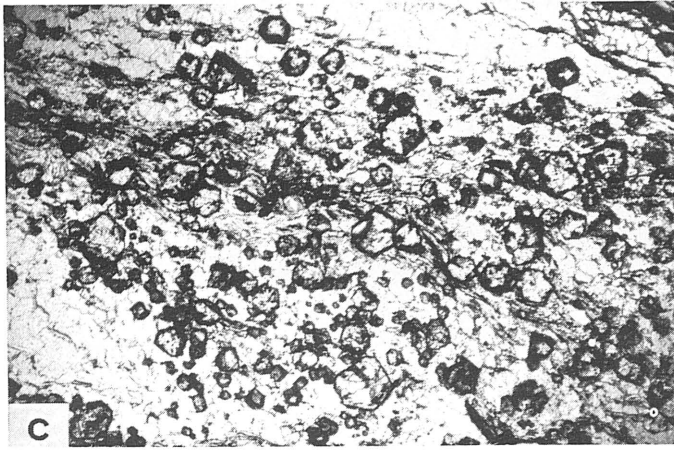
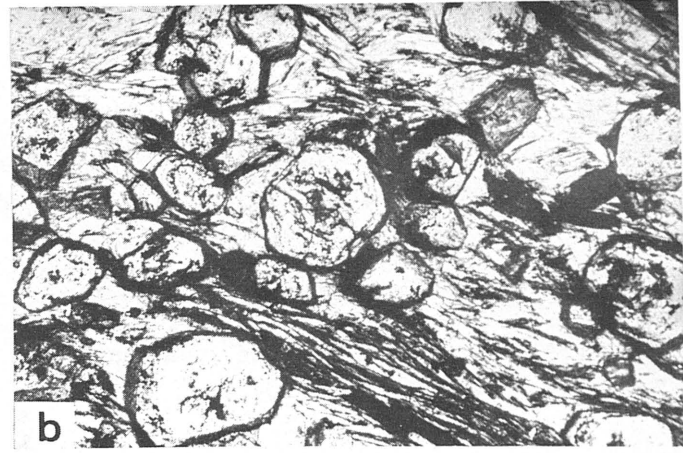
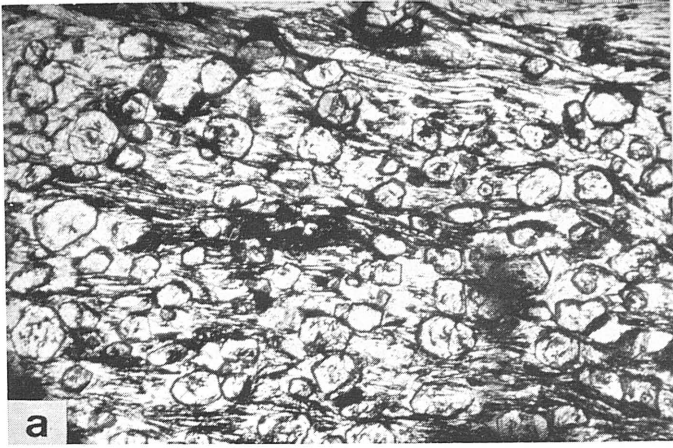
- a , b.- Granates helicíticos en niveles muy ricos en grafito de micasquistos con Grt y Cld, mostrando una perfecta continuidad entre S_i y S_e .
- c.- Disposición de las inclusiones de grafito controlada por la orientación de los planos cristalográficos del granate (x31)
- d.- Granate con un núcleo helicítico y una aureola sin inclusiones, que ha sufrido una rotación postcrecimiento de 45° y - parcial transformación en clorita (x13).
- e.- Granate idioblástico que trunca la esquistosidad externa -- (S_e) . Importante fracturación y transformación parcial en oxi/hidróxidos de Fe (x25).
- f.- Cristales de morfología irregular condicionada por la composición diferente de los lechos sobre los que se desarrolla el granate (cuarzosos y micáceos) (x25).



LAMINA III

LAMINA III

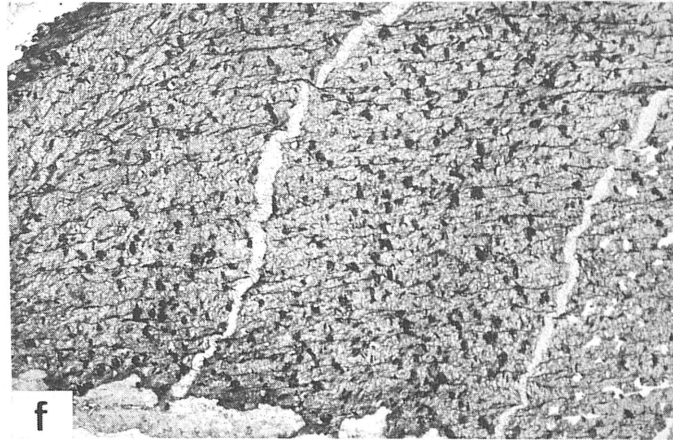
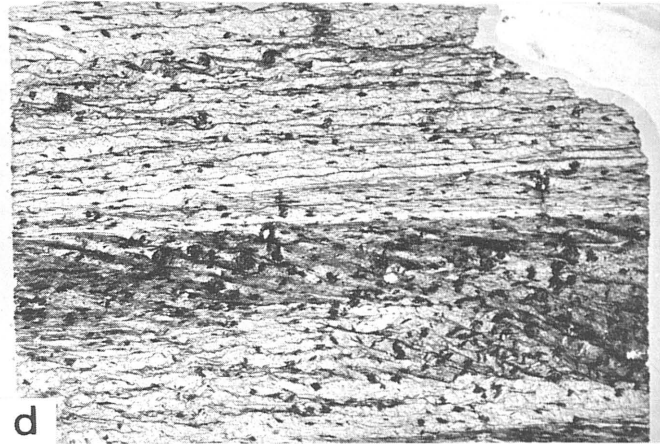
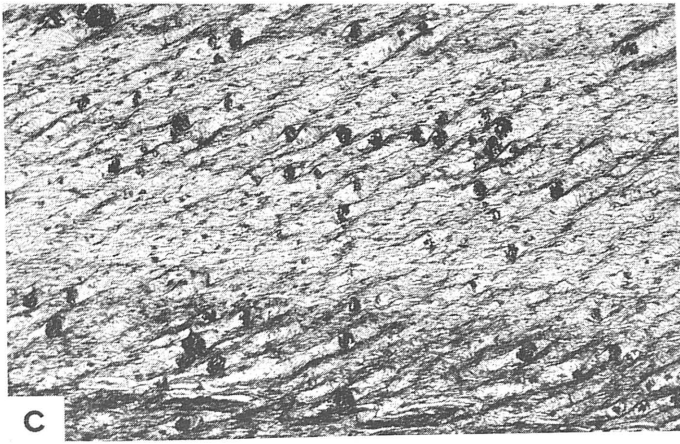
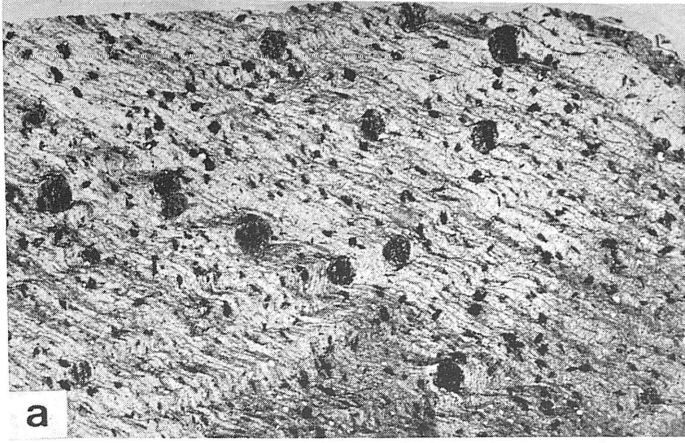
- a , b.- Porfiroblastos en micasquistos con Pl y Grt. Presentan - una neta zonación textural con un núcleo muy rico en grafito, dispuesto de modo complejo, y una aureola casi desprovista de inclusiones (a x25 , b x31).
- c.- Pequeños granates con grafito en micasquistos con Pl y Grt- (x25)
- d , e.- Detalle de los granates anteriores (x65).
- f.- Peciloblasto de plagioclasa con inclusiones de pequeños granates con grafito (x25).



LAMINA IV

LAMINA IV

- a.- Concentraciones de granate de pequeño tamaño en micasquistos con Grt y Cld (x25).
- b.- Idem (x65).
- c.- Nucleación de gran cantidad de granates heterométricos en un lecho muy rico en cuarzo de un micasquistos granatífero (x25).
- d.- Detalle del anterior (x65).
- e.- Textura en atolón, excepcionalmente desarrollada, en granates del manto del Veleta (x65).
- f.- Transformación de los granates a mica incolora de tamaño -- muy fino y oxi/hidróxidos de Fe (x10).



LAMINA V

LAMINA V

a - f.- Relación textural entre granate y esquistosidad en rocas del manto del Veleta. Las fotos corresponden a niveles en que la deformación D_2 ha sido menos rigurosa y se manifiesta, fundamentalmente, por una crenulación de la esquistosidad S_1 . Nótese la relación existente entre el tamaño de los granates y la longitud de onda de los micropliegues P_2 . El granate foziliza la S_1 en los flancos de mayor longitud de micropliegues asimétricos (x2.4).

TAMAÑO Y NUCLEACION

En general, los análisis realizados mediante microsonda sugieren que la velocidad de crecimiento de los granates de una misma muestra es aproximadamente igual, de modo que la distribución de los tamaños de los cristales puede considerarse como un reflejo del proceso de nucleación de los granates estudiados.

A partir de las medidas del tamaño de los cristales se han realizado una serie de histogramas de frecuencias relativas, varios de los cuales, que se han considerado representativos de las rocas del manto del Veleta, se presentan en la Figura V.1. En casi todas las muestras la distribución es de tipo unimodal, ya sea simétrica o sesgada hacia las clases de mayor o menor tamaño. La clase que representa el máximo recoge entre el 20 y el 40% de los cristales medidos en la muestra. Sólo unas pocas muestras se caracterizan por la existencia de varios máximos.

En la Figura V.2. se presenta la distribución de tamaños de acuerdo con el método propuesto por Galwey y Jones (1963,1966) (véase Apéndice I). A partir de los gráficos se han calculado los valores del parámetro de distribución de tamaños (K), los cuales se incluyen, junto a otros parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate, en la Tabla V.1.

Las curvas de nucleación pueden obtenerse directamente a partir de la curva acumulativa de frecuencias relativas mediante una rotación de 180° en torno al origen, de modo que el porcentaje acumulado de cristales quede en función de unidades de tiempo (Kretz,1974) (Véase Apéndice I). En la Figura V.1. se han superpuesto a los histogramas las curvas acumulativas/nucleación. La forma de estas curvas es sigmoidal y bastante semejante en todos los casos, pero con diferencias en las pen-

(1) Véase Apéndice I

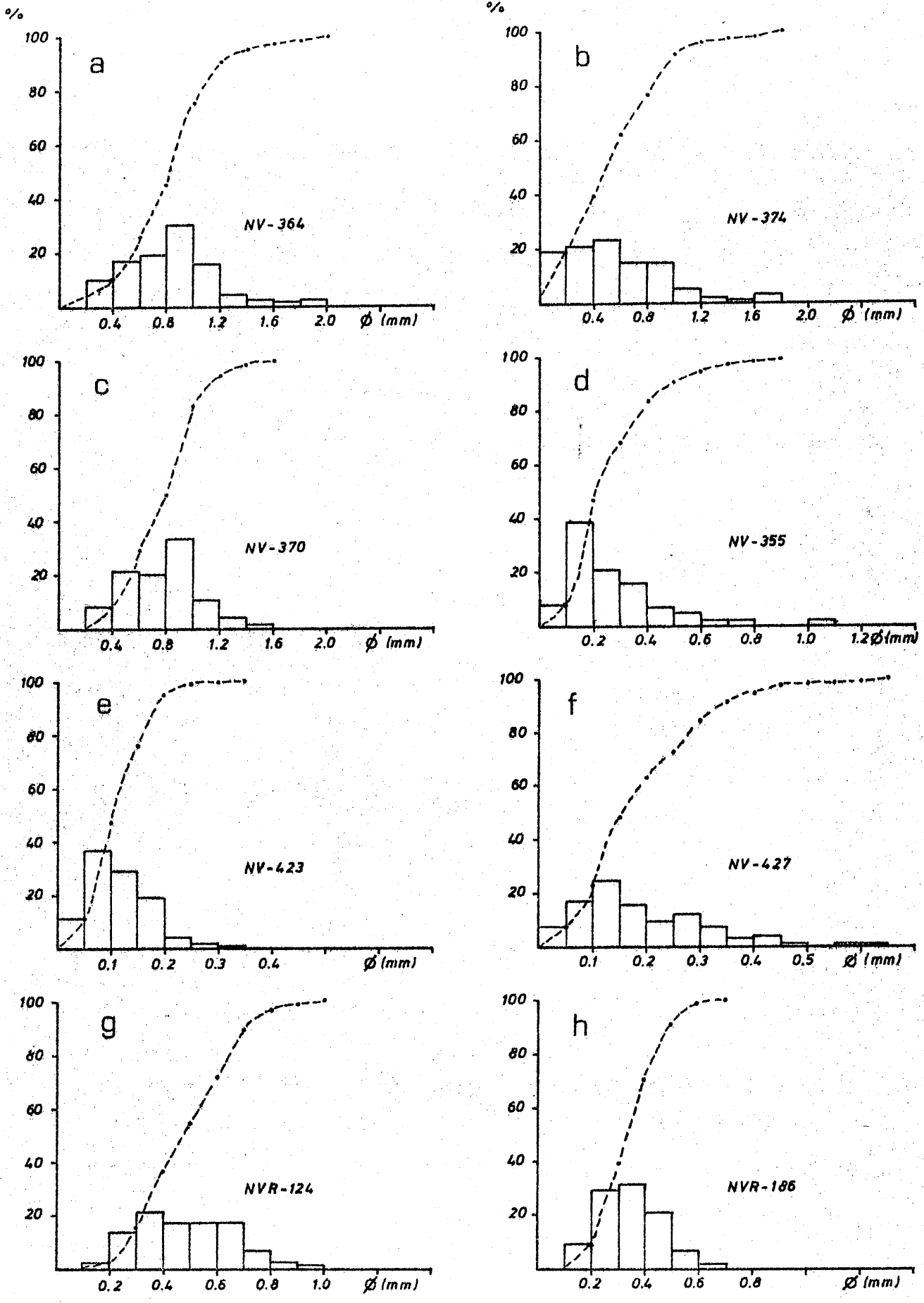


Fig. V.1. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de las rocas metapelíticas del Manto del Veleta.

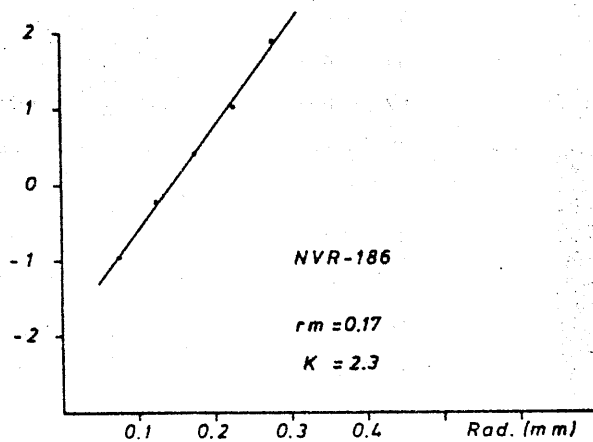
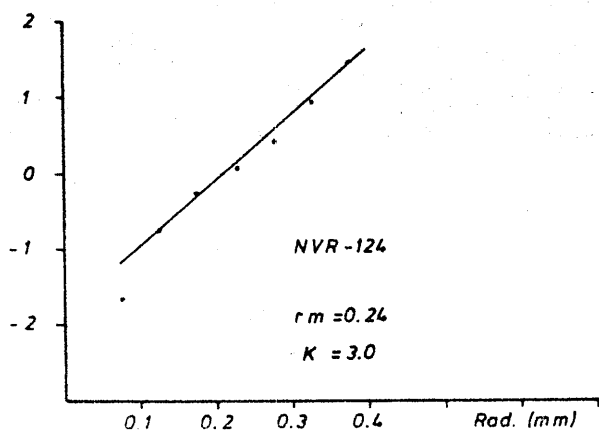
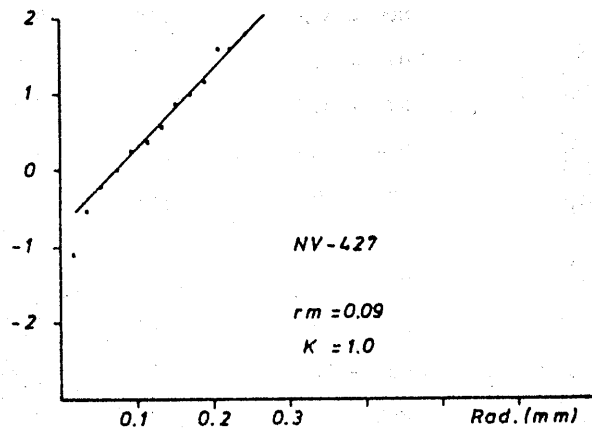
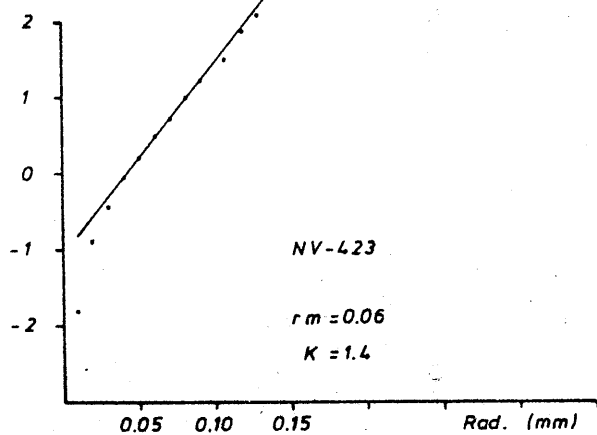
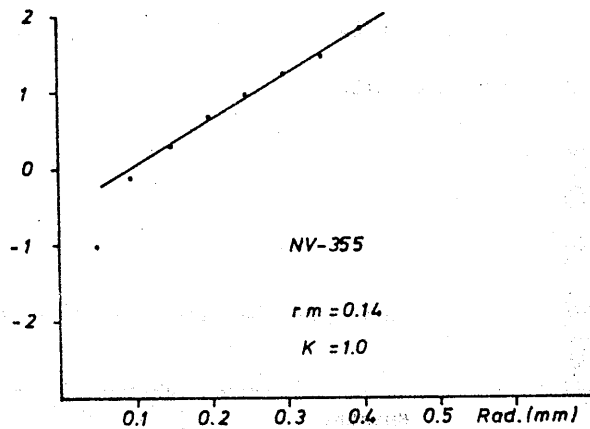
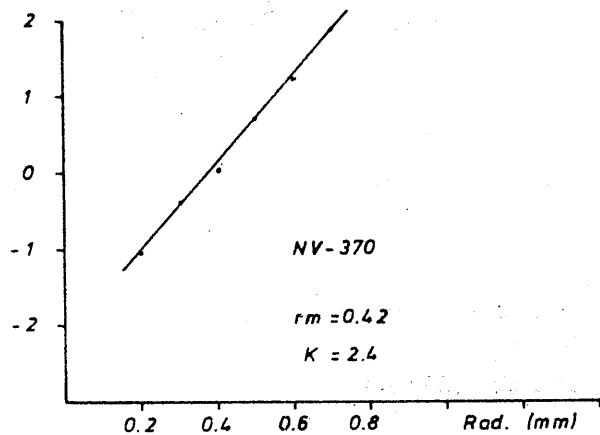
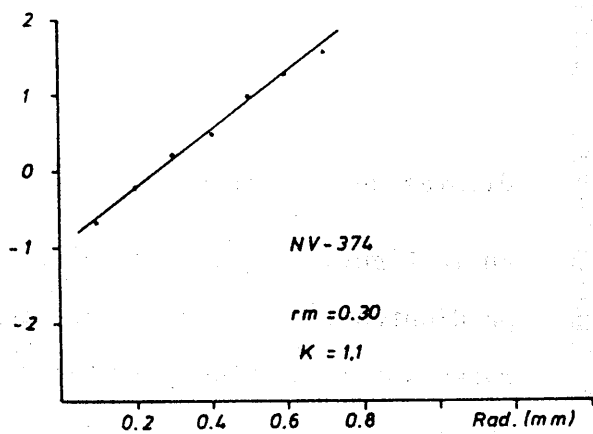
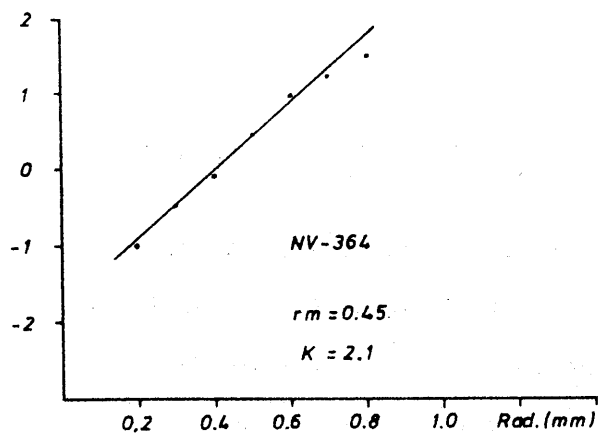


Fig.V.2. Distribución de tamaños y valores del parámetro K de los granates de las rocas metapelíticas del Manto del Veleta (según el método de Galwey y Jones, 1963, 1966).

dientes de las mismas.

En la Figura V.3. se han seleccionado dos curvas de nucleación correspondientes a dos muestras de micasquitos, una representativa de las rocas con abundantes granates de pequeño tamaño y otra representativa de las rocas con granates de tamaño milimétrico. Estas curvas están basadas en la distribución de tamaños y en dos modelos de velocidad de crecimiento.

Tabla V.1. Parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate en las rocas del manto del Veleta.

Muestra	ϕ_m (mm)	s	K	Crst/cm. ²	%modal
NV - 402	0.08	0.04	-	631.5	2.0
NV - 423	0.11	0.05	1.41	541.0	5.3
NV - 427	0.19	0.12	1.04	146.0	3.9
NVR - 110	0.23	0.09	2.01	71.1	2.9
NV - 394	0.24	0.29	-	10.5	1.2
NV - 355	0.27	0.18	1.01	87.5	6.5
NVR - 186	0.34	0.12	2.28	36.2	3.2
NVR - 124	0.49	0.17	3.00	22.9	4.2
NV - 374	0.59	0.36	1.05	9.1	3.4
NVR - 176	0.60	0.18	2.50	13.8	3.9
NV - 432	0.65	0.30	1.55	11.1	3.7
NV - 429	0.68	0.35	-	14.6	5.2
NV - 398	0.73	0.21	2.33	4.4	1.8
NV - 370	0.83	0.28	2.39	4.4	2.6
NV - 353	0.84	0.33	2.01	8.8	4.9
NV - 364	0.91	0.37	2.06	4.6	3.4
NV - 404	1.67	0.43	-	0.5	1.1
NV - 407	1.76	1.08	-	1.3	4.4
NV - 444	2.80	0.69	-	0.6	4.1

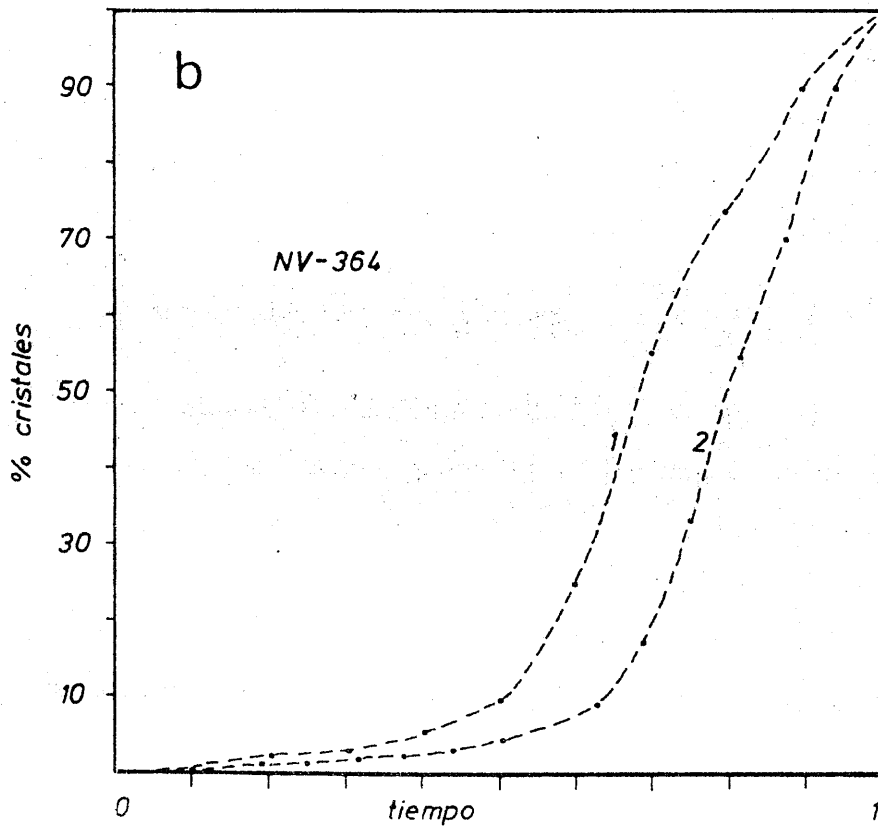
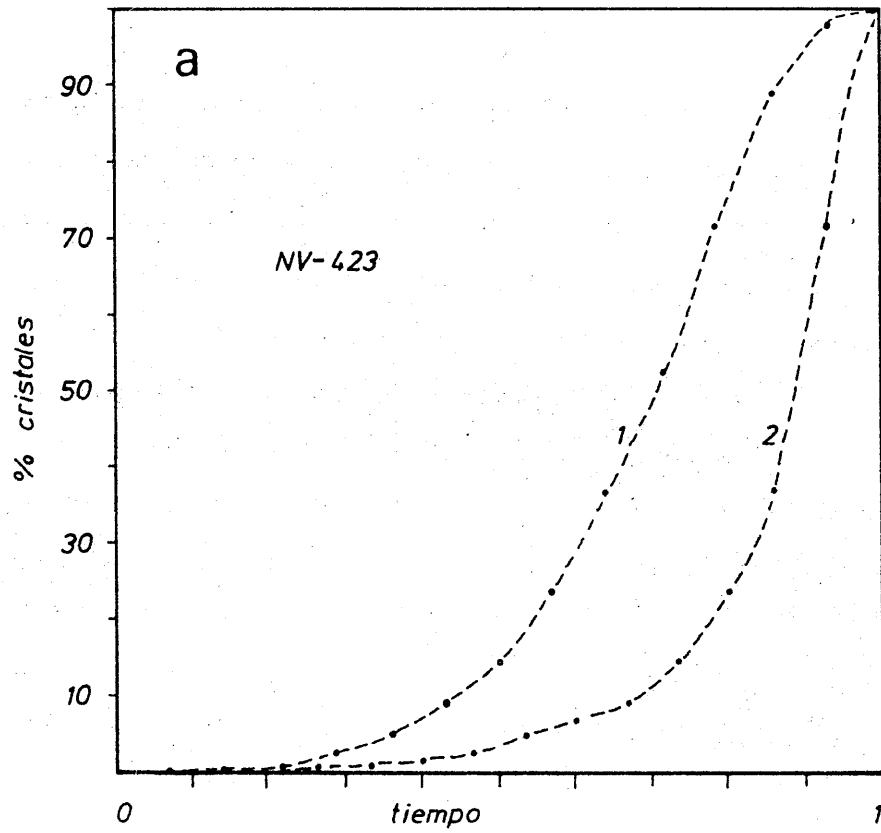


Fig. V.3. Curvas de la velocidad de nucleación basadas en la distribución de tamaños y en dos modelos de la velocidad de crecimiento: 1) $dr/dt = k_1$ y 2) $da/dt = k_2$. a) roca con granates de tamaño pequeño (diámetro medio=0.11 μ m), b) roca con granates de tamaño medio (diámetro medio=0.91 μ m).

En el modelo 1, el radio del cristal aumenta con velocidad constante ($dr/dt = k_1$) y en el modelo 2, que representa una velocidad de crecimiento inferior, la velocidad de incremento superficial permanece constante ($da/dt = k_2$). Estos dos modelos presuponen que los cristales de granate son de forma esférica y, en opinión de Kretz (1974), son los más probables a la vista de la distribución de tamaños observada en las rocas. Básicamente, ambos modelos describen de modo semejante la evolución del proceso de nucleación. En el caso del modelo 1, la forma sigmoïdal de la curva de nucleación puede ajustarse a una ecuación sinusoidal del tipo:

$$n = 50 \left[\text{sen} \left(\frac{t \pi}{r_m / k_1} + 1,5 \pi \right) + 1 \right]$$

donde n es el porcentaje de cristales acumulado en un tiempo t ; k_1 la constante del modelo de crecimiento y r_m el radio del cristal de mayor tamaño de la población (Kretz, 1974). En el modelo 2, la curva resultante o bien es análoga a la del modelo 1, o es ajustable a una función potencial del tipo:

$$n = a (k_2 t)^b, \quad \text{donde } a \text{ y } b \text{ son constantes}$$

La nucleación de los granates en las rocas metapelíticas del manto del Veleta responde, de modo general, a un esquema que comienza con la formación de unos pocos núcleos estables (aproximadamente el 10% del número total de cristales) durante un período de tiempo relativamente amplio que comprende aproximadamente un tercio del tiempo total de cristalización de granate. A continuación, sigue un período de nucleación muy importante, en el que se nuclean el 80% de los cristales y, finalmente, ocurre una importante disminución en la velocidad de nucleación, y se generan el restante 10% de los cristales, en un período de tiempo equivalente al 10-15% del tiempo de cristalización total. Este esquema glo

bal presenta variaciones individuales, según la muestra que se considere, pero estas variaciones se refieren a la duración relativa de los tres períodos considerados, manteniéndose la secuencia general del proceso.

Los valores del parámetro K en las rocas del manto del Veleta, superiores a los de las rocas metapelíticas del manto del Mulhacén, evidencian que la velocidad de nucleación ha sido elevada en comparación con la velocidad de crecimiento de los cristales, dando lugar, finalmente, a que cada roca posea granates de tamaño bastante homogéneo. Los valores más bajos encontrados del parámetro K son equiparables a los del manto del Mulhacén, y corresponden, en algunos casos, con rocas que presentan nucleación heterogénea en niveles de composición diferente. Por otra parte, son más comunes en las rocas que contienen granates de menor tamaño medio.

La velocidad de cristalización de granate sigue una ecuación de tipo potencial, en la que el volumen de granate producido es función del tiempo elevado a una potencia que habitualmente oscila entre 1,5 y 5 (Kretz, 1974). En la Figura V.4 se representa la evolución del volumen de granate cristalizado respecto al tiempo, según los modelos de crecimiento seleccionados en el presente estudio.

Finalmente, completaremos este apartado reseñando dos hechos: 1) la proporción modal de granate es -en conjunto- inferior en las rocas metapelíticas del manto del Veleta que en las del manto del Mulhacén, y 2) existe una interrelación entre el tamaño de los cristales y la densidad de nucleación. Esta relación es de tipo potencial y puede expresarse mediante la siguiente ecuación:

$$D_n = 3,89 \phi_m^{-2,00}$$

donde D_n representa la densidad de nucleación (expresada en términos de número de cristales por cm^2) y ϕ_m es el diámetro medio (en mm) de

la muestra. La representación gráfica de la ecuación se presenta en la Figura V.5.

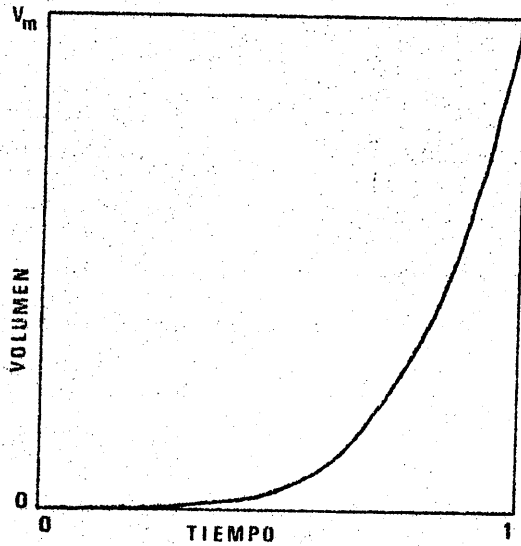


Fig.V.4. Volumen de granate cristalizado en función del tiempo. (V_m : volumen del cristal de mayor tamaño de la muestra).

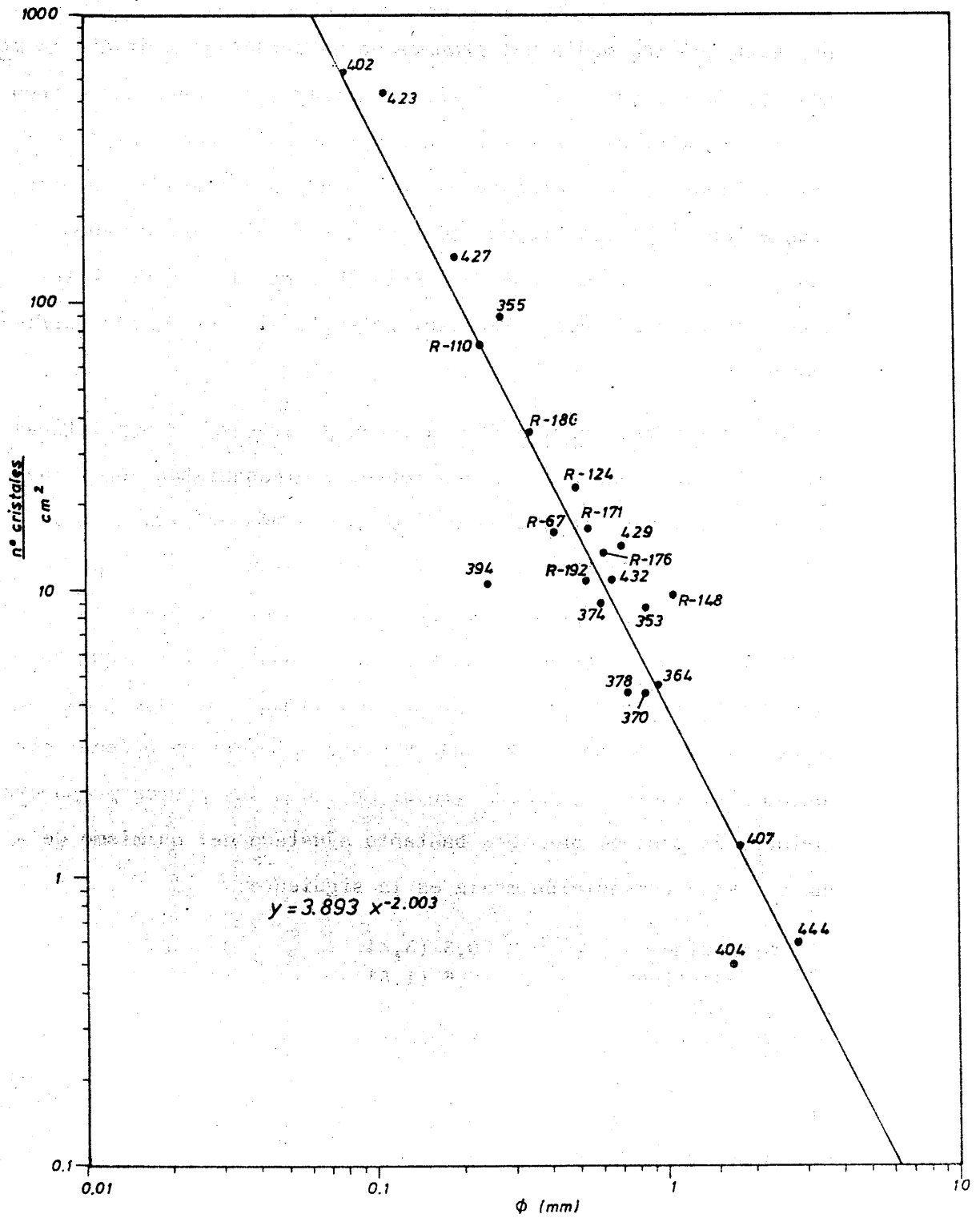


Fig. V.5. Relación entre la densidad de nucleación y el tamaño medio de los cristales de granate en las metapelitas del manto del Veleta.

COMPOSICION QUIMICA

La composición química media del granate se ha calculado mediante la me dia ponderada de los análisis puntuales realizados mediante microsonda en cada cristal, atribuyendo a cada análisis un volumen esférico de in fluencia. Se supone que el granate es esférico y que todos los puntos- equidistantes de su centro tienen idéntica composición. Estas aproxima- ciones son adecuadas si se tiene en cuenta la forma de los cristales - de granate y la simetría que presentan, respecto al centro, los perfi- les de zonación.

Los granates analizados corresponden a rocas pelíticas o semipelíticas, con la excepción de algunas correspondientes a micasquistos con feldes- pato cuya composición es ligeramente diferente y más próxima a la de - las areniscas (Fig.IV.5). En la Tabla V.2. se presentan las composicio- nes químicas medias (1) a partir de las cuales se ha realizado la Figu- ra V.6., en la que se muestra el campo composicional de los granates.- Puede observarse claramente, con algunas excepciones, un alto grado de agrupamiento de los puntos en las proximidades del vértice ocupado por el almandino. Por tanto, la media global de todos los puntos proporció- na, en primera instancia, una idea bastante ajustada del quimismo de - los granates. Esta composición media es la siguiente:

almandino	70,3 (3,4)
espesartina	2,6 (1,8)
piropo	5,6 (2,0)
grosularia	21,5 (4,1)

(1) En el Apéndice II se expone una selección de los análisis puntuales más significativos correspondientes a los granates del manto - del Veleta.

Tabla V.2. Composición química de los granates de rocas metapelíticas del manto del Veleta.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37.73	37.59	37.89	37.98	37.11	37.04	37.59	37.63	37.92	37.58	37.90	37.95
Al ₂ O ₃	19.66	19.51	20.67	21.11	20.47	20.26	20.85	20.76	21.39	21.34	20.85	20.79
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09	nd	nd	0.02	0.03
TiO ₂	0.16	0.19	0.11	0.18	0.07	0.14	0.11	0.14	0.05	0.08	0.16	0.13
FeO	30.51	29.37	29.23	28.97	34.07	31.49	32.31	29.85	31.00	29.67	30.57	31.82
MnO	1.31	2.34	2.48	2.28	2.07	2.61	0.69	2.07	1.71	1.41	1.26	1.48
MgO	0.90	0.86	0.91	0.95	1.49	1.33	1.04	0.92	0.99	0.82	0.88	0.85
CaO	9.06	9.32	8.93	8.99	4.44	6.71	7.26	8.31	6.86	8.51	8.70	7.34
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	0.01	0.02	0.02	0.03	nd	nd		0.01
Total	99.35	99.20	100.22	100.46	99.77	99.60	99.87	99.90	99.92	99.41	100.34	100.40
Alm	67.73	64.96	65.24	65.11	76.54	69.82	73.16	67.48	71.62	68.27	68.60	71.93
Sps	2.94	5.24	5.61	5.19	4.71	5.86	1.58	4.74	4.00	3.29	2.86	3.39
Prp	3.56	3.39	3.62	3.81	5.97	5.26	4.20	3.71	4.08	3.36	3.52	3.42
Grs	25.77	26.41	25.53	25.89	12.78	19.06	21.06	24.07	20.30	25.09	25.11	21.26

Micasquistos con Cld y Grt.- 1: NV-364.1; 2: NV-364.2; 3: NV-370.1; 4: NV-370.2; 5: NV-404.1; 6: NV-404.2; 7: NV-429.1;
 8: NV-429.2; 9: NV-432.1; 10: NV-432.2. Micasquistos granatíferos.- 11: NV-374.1; 12: NV-374.2.

Tabla V.2. (Continuación).

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	38.08	37.86	37.31	37.99	37.68	37.15	37.79	37.12	37.50	37.44	37.18	38.20
Al ₂ O ₃	21.14	21.11	21.24	21.17	21.03	20.32	20.71	20.46	20.88	20.80	20.94	21.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	nd	nd	nd	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.09	0.10	0.02	0.09	nd	0.10	0.08	0.09	0.12	0.12	0.13	0.06
FeO	32.67	32.60	32.67	32.50	31.44	34.90	28.73	33.69	33.06	32.77	30.94	27.19
MnO	0.49	1.01	0.74	0.78	0.20	0.55	0.33	0.73	0.08	0.70	0.21	0.15
MgO	2.62	2.38	1.26	1.22	1.91	1.87	1.58	1.71	1.74	1.66	1.29	2.10
CaO	4.94	5.10	6.35	5.89	8.44	4.86	10.11	5.74	6.23	5.93	8.67	10.71
Na ₂ O	0.01	0.01	nd	nd	nd	0.02	0.01	0.03	0.07	0.11	0.07	0.04
Total	100.04	100.23	99.59	99.64	100.70	99.77	99.39	99.57	99.68	99.53	99.43	99.50
Alm	73.97	73.42	74.59	75.56	68.56	77.53	64.08	75.15	74.76	74.42	69.43	60.68
Sps	1.12	2.30	1.71	1.84	0.44	1.24	0.75	1.65	0.18	1.61	0.48	0.34
Prp	10.57	9.55	5.13	5.06	7.42	7.40	6.28	6.80	7.01	6.72	5.16	8.35
Grs	14.33	14.72	18.57	17.55	23.58	13.83	28.29	16.40	18.05	17.25	24.93	30.62

Micasquistos granatíferos.- 13: NV-407.2; 14: NV-407.1; 15: NV-423.1; 16: NV-423.2; 17: NV-444; Micasquistos con feldespato y granate.- 18: NV-355.1; 19: NV-355.2; 20: NV-355.3; 21: NV-394.1; 22: NV-394.2; 23: NV-402.1; 24: NV-402.2.

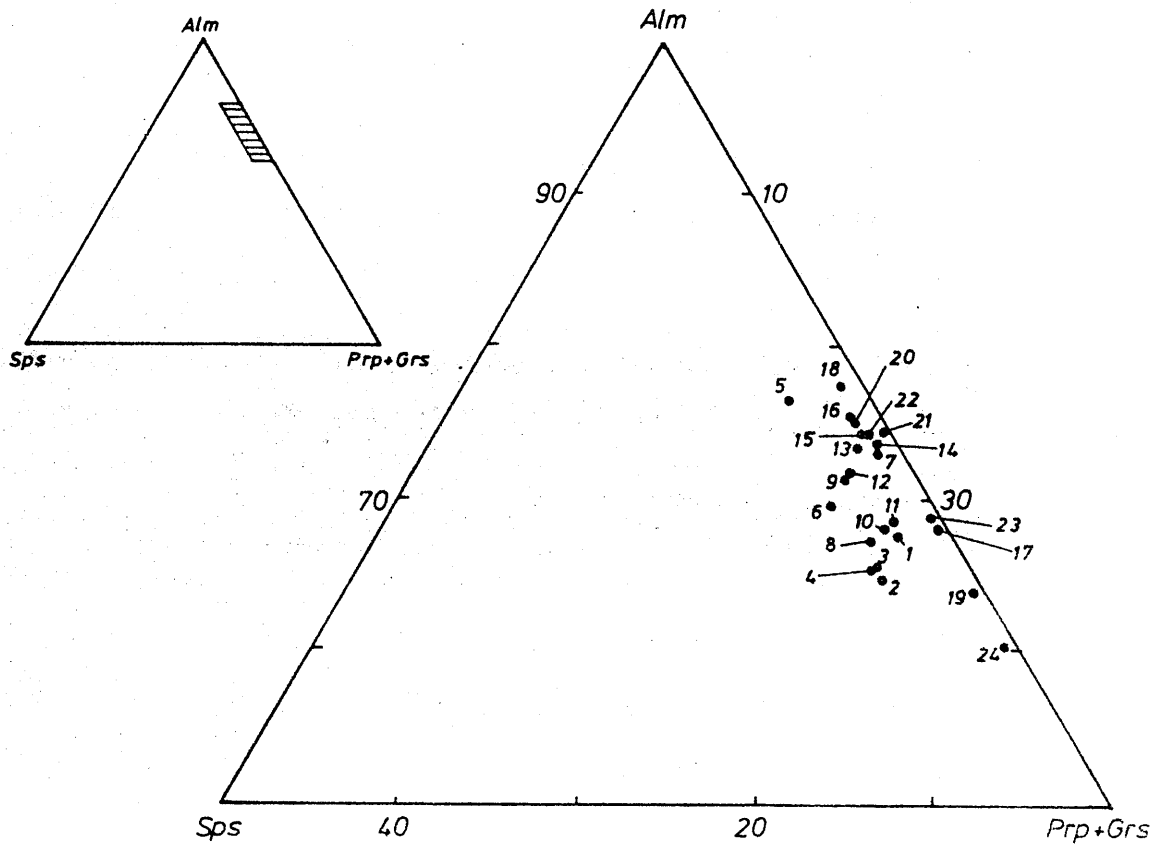
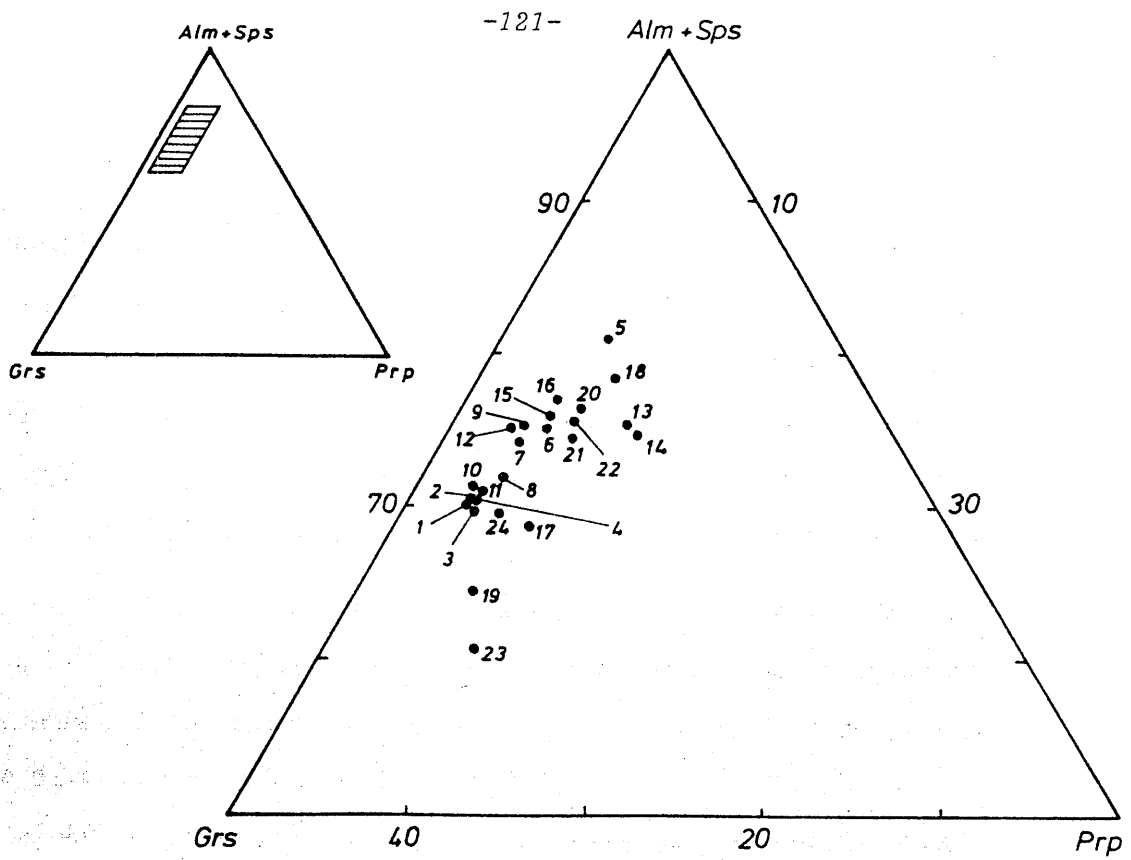
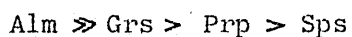


Fig. V.6. Composición media de los granates de las rocas del Manto del Veleta. (Los números corresponden a las muestras que constituyen las tablas del Apéndice A.II y la tabla V.2.)

Como es lógico, existen ciertas variaciones de composición entre los granates de distintas muestras, pero además debe hacerse constar la existencia de granates con composición diferente en una misma muestra, e -incluso- se ha podido constatar, aunque excepcionalmente, la presencia de cristales adyacentes, con características texturales semejantes que poseen entre sí diferencias de composición bastante notables.

Todos los granates son predominantemente almandínicos con márgenes de variación comprendidos entre el 61 y el 77%. Contienen, y este es un hecho notable, una proporción relativamente importante de componente grosularia (entre 13 y 31%) y cantidades menores de piropo (3,4-10,6%) y espesartina (0,4-5,4%). El componente andradita se ha calculado a partir de las cantidades de Fe requeridas para completar las posiciones octaédricas (Y) en la estructura del granate. Como era de esperar en granates metamórficos como los que nos ocupan, su proporción es muy baja, ya que oscila entre 0 y 1%, con valores máximos del 1,5%. Por tanto puede establecerse, sin apenas riesgo, que todo el Fe del granate se encuentra como Fe^{2+} , y establecer la composición de los granates en base a cuatro componentes: almandino, espesartina, piropo y grosularia.

En definitiva, el esquema composicional aplicable a casi la totalidad de los granates del manto del Veleta es el siguiente:



existiendo sólo en algunos casos un intercambio en el orden de los dos componentes menores.

Se han analizado también en la mayor parte de los granates los contenidos en Ti, Cr y Na. El Ti está presente en todos los granates aunque en pequeñas proporciones que oscilan entre el 0,08 y el 0,19% (expresado como TiO_2). El Cr es más escaso y sólo ha sido detectado en la mitad de los cristales analizados.

Su contenido es inferior al 0,05%, aunque en algunas muestras alcanza hasta el 0,09%. Por su parte, el Na_2O es algo más abundante que el Cr_2O_3 y ha podido ser detectado en todos los granates aunque en proporciones muy bajas, generalmente comprendidas entre el 0,01 y el 0,03%. Destacan, sin embargo, los granates de los micasquistos con feldespatos donde la cantidad de Na_2O es 2 ó 3 veces superior a la de las restantes rocas, en concordancia con la superior concentración de Na_2O que posee aquel tipo de micasquistos.

En detalle, pueden establecerse ciertas diferencias entre los granates de los diferentes tipos de micasquistos que integran el manto del Veleta. Así, los granates de los micasquistos con cloritoide y granate (Tabla V.2., nº 1 a 10) son los que presentan entre sí una mayor semejanza química y poseen un contenido superior en Ca y Mn que los de los micasquistos granatíferos. Estos, en contrapartida, son más ricos en Fe. Los granates de los micasquistos con feldespato (Tabla V.2., nº 18 a 24) presentan una mayor dispersión en cuanto a composición, siendo su aspecto más característico, en relación con los demás, su bajo contenido en Mn y su relativamente alta proporción de Mg.

Los granates del manto del Veleta poseen una composición química distinta a los del manto del Mulhacén. Dejando aparte las lógicas diferencias existentes con los granates de rocas carbonatadas o con los de las metabasitas, al compararlos con los pertenecientes a rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén se observa que en ambos casos existen contenidos equivalentes en almandino. Sin embargo, los granates del Veleta contienen una proporción mayor de grosularia y espesartina, y menor de piropo. En relación con los de las metapelitas del zócalo del manto del Mulhacén hay que distinguir entre los diferentes tipos de granates de este manto. Pero, en general, y respecto a todos ellos, los del manto del Veleta son pobres en almandino y piropo, y ricos en grosularia. El contenido en espesartina es equivalente

al de los granates peciloblásticos del zócalo, superior al de los granates en agregados y muy inferior al de los granates idioblásticos.

Finalmente, conviene insistir en la elevada proporción de Ca en los granates del manto del Veleta, que es netamente superior a la de la mayor parte de los granates de rocas metapelíticas referidos en la bibliografía (p.ej. Sturt, 1962; Goossens, 1970; Muller y Schneider, 1971; López Ruiz et al., 1975).

ZONACION QUIMICA

Con objeto de investigar la posible existencia de variaciones composicionales en los cristales de granate se han realizado series de análisis puntuales por microsonda desde el centro a la periferia de cada cristal. El número de análisis por granate se ha fijado en función del tamaño y de las características texturales del mismo. Como criterio general se han seleccionado para su análisis cristales equidimensionales y con el mayor tamaño posible con el fin de garantizar que el perfil atraviesa la zona central del cristal. Además, se han realizado, en algunos casos, perfiles mediante la técnica de barrido lineal ("line scan") como criterio previo a la realización de los análisis cuantitativos.

Todos los granates analizados del manto del Veleta son químicamente heterogéneos y presentan en mayor o menor grado zonación composicional (Fig.V.7.). Los elementos de mayor variación y de mayor significación mineralógica y geológica son los cationes bivalentes Mg, Fe, Mn y Ca que ocupan las posiciones con coordinación dodecaédrica de la estructura del granate.

En el apartado anterior se ha puesto de manifiesto la existencia de ciertas diferencias químicas entre los granates de distintos tipos de rocas del manto del Veleta; respecto a la zonación, también se advierten

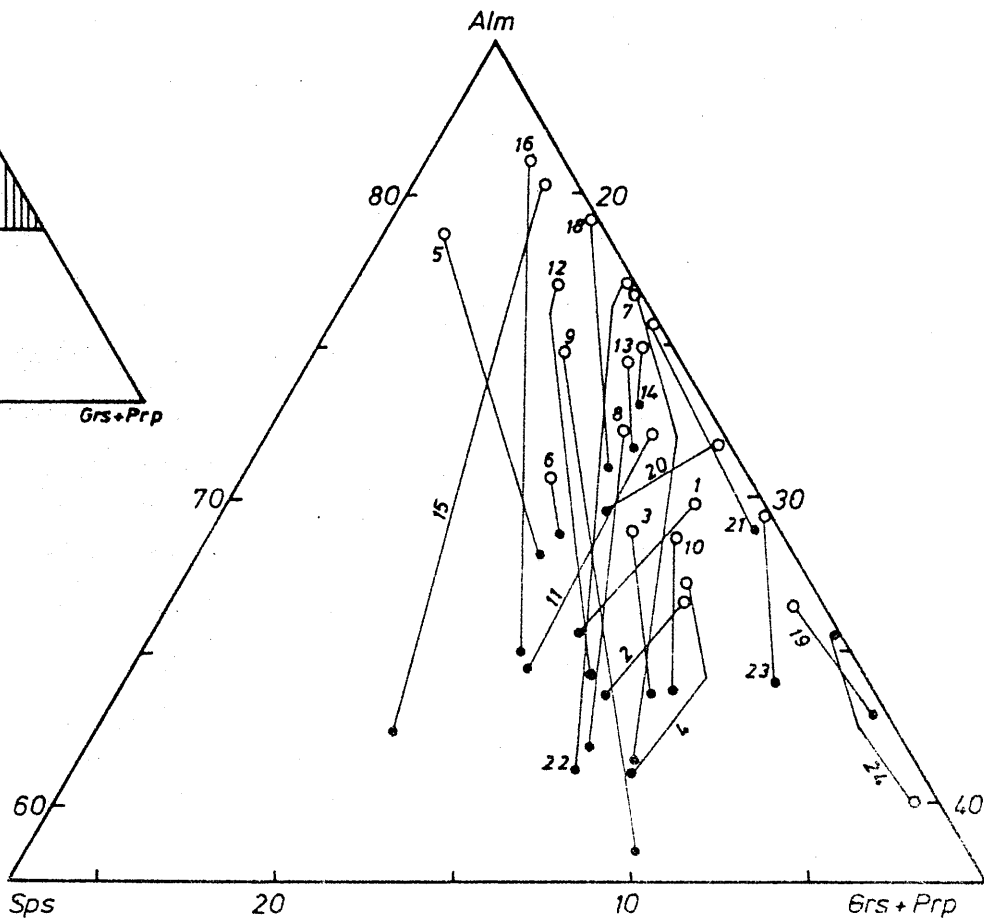
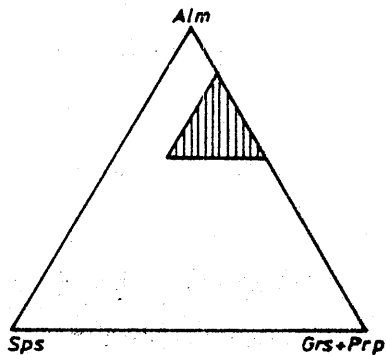
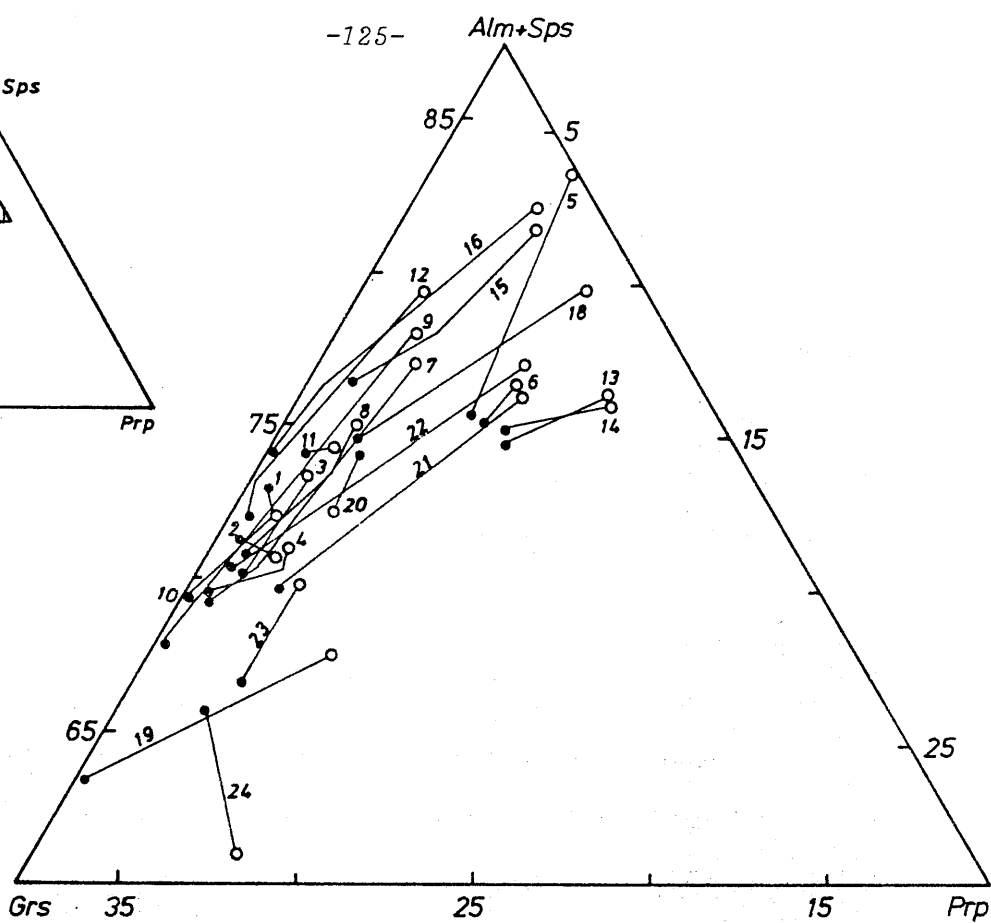
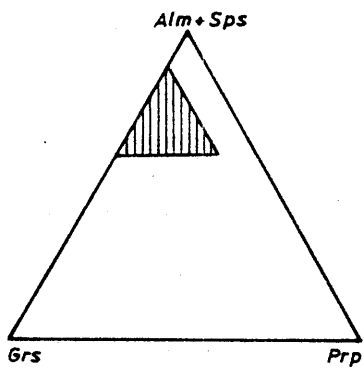


Fig. V.7. Zonación composicional de los granates del Manto del Veleta. (●) centro, (○) periferia. (Los números corresponden a las muestras que constituyen las tablas del Apéndice A.II y la tabla V.2.).

diferencias en la forma y en la tendencia de los perfiles que hacen conveniente describirlos separadamente por grupos de rocas.

Los granates pertenecientes a micasquitos con cloritoide y granate poseen, en general, perfiles muy similares (Fig.V.8. y V.9.) correspondientes a una zonación de tipo "normal". Este tipo es el más común en los granates de metamorfismo regional de grado bajo a medio (Banno,1965; Harte y Henley,1966; Brown,1967,1969; Atherton,1968; Hollister,1969,etc.) y se caracteriza por la disminución en el contenido en Ca y, fundamentalmente, en Mn desde el centro a la periferia de los cristales, mientras que el contenido en Fe y en Mg se incrementan en el mismo sentido.

El Mn es, invariablemente, el elemento que porcentualmente experimenta una variación más importante. En los núcleos de los cristales la concentración de MnO es del 3-4% y desciende gradualmente hacia la periferia donde representa el 1-2%. En algunos casos (Fig.V.9., nº 7) la disminución es más drástica y la zona más externa del granate prácticamente carece de Mn. En cualquier caso, el porcentaje de variación supera muy ampliamente el 100%. La forma más común del perfil completo de Mn a través del granate es la de una curva de Gauss. Debe señalarse que la proporción de MnO en la zona periférica de estos granates es relativamente elevada en comparación con la mayor parte de los restantes granates de Sierra Nevada y con los de numerosas regiones metamórficas.

El contenido en Mg de los granates de los micasquitos con granate y cloritoide es muy bajo y, además muestra poca variación a lo largo de los perfiles. En el centro de los cristales la proporción media de MgO es del 0,8% y se incrementa progresivamente hasta alcanzar el 1,1% en la periferia.

Los perfiles del Ca y del Fe se caracterizan por presentar, dentro de una evolución de tipo normal, algunas irregularidades, que pueden calificarse como poco importantes si se comparan con las que habitualmente

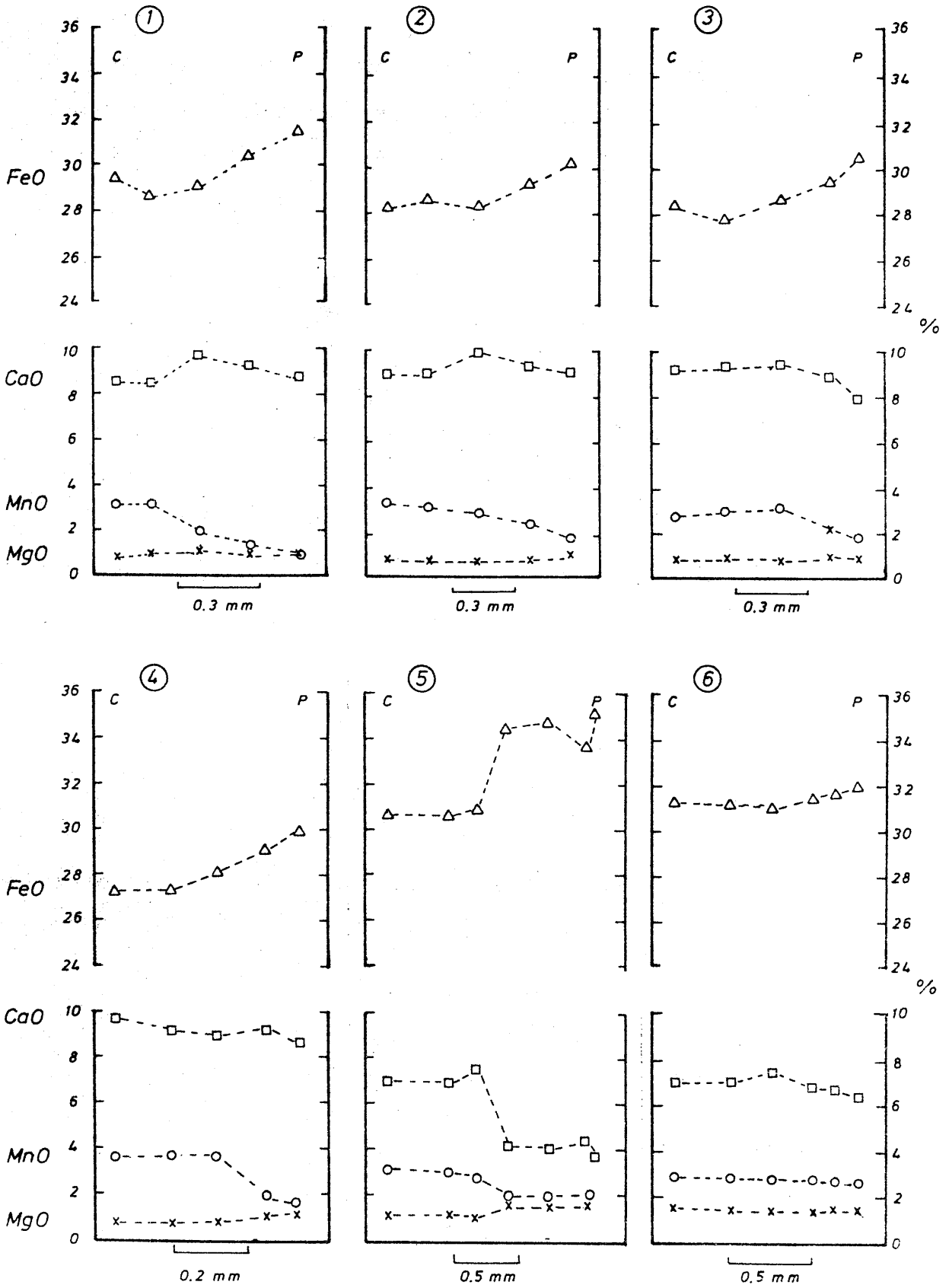


Fig.V.8. Zonación composicional de granates de micasquistos con Cld y Grt del Manto del Veleta. (c) centro, (p) periferia.

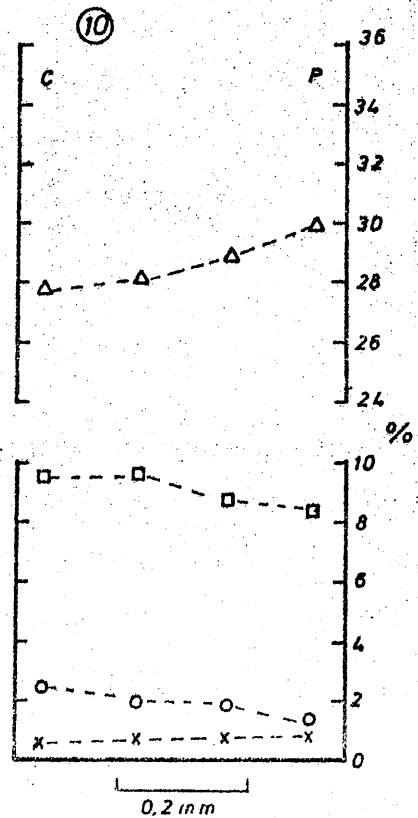
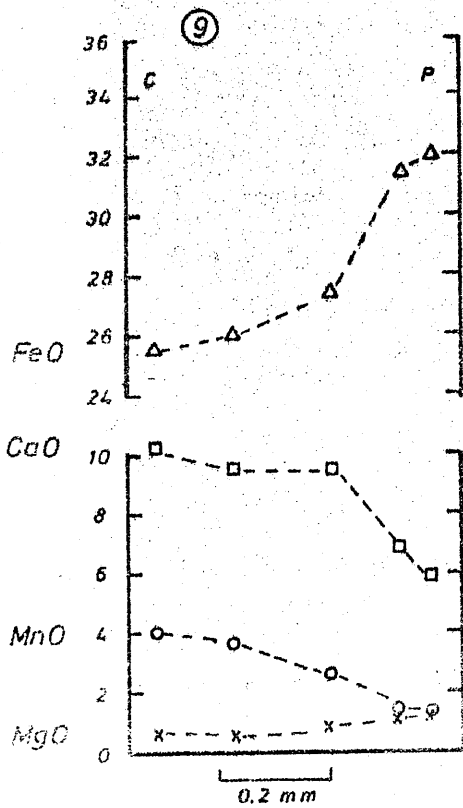
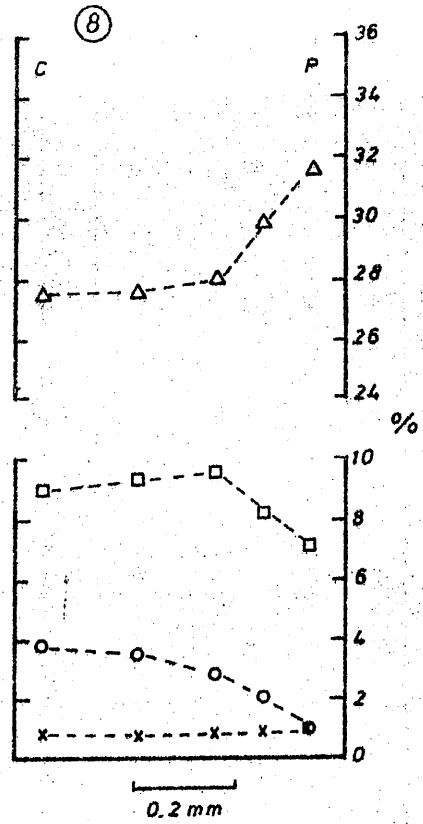
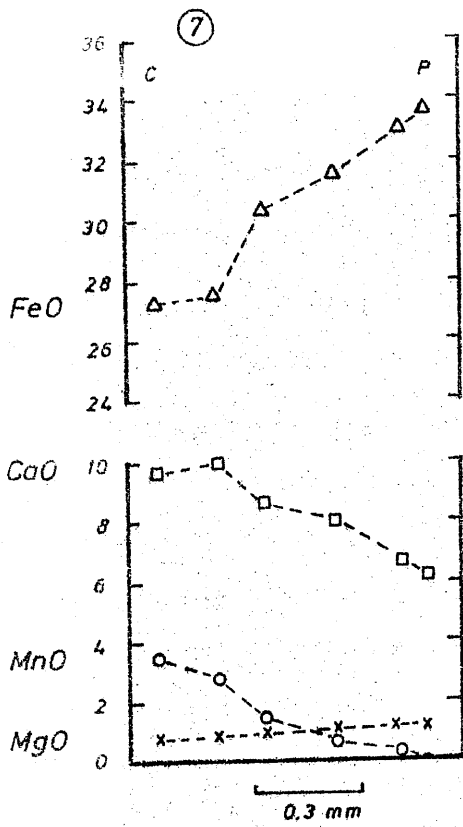


Fig.V.9. Perfiles de zonación composicional de granates de micasquitos con Cld y Cls del Hanto del Volcán. (c) centro, (p) periferia.

poseen otros granates de Sierra Nevada. El contenido en FeO aumenta desde el centro (media igual a 28,3%) a la periferia (31,7%) con un incremento medio del 12%. El Ca evoluciona en sentido opuesto y los perfiles de este elemento tienen como característica más notable su casi-perfecta simetría especular respecto a los del Fe. En los núcleos de los cristales el contenido medio en CaO es del 8,9% y en la periferia del 7,2%, lo que representa una disminución media del 23%.

La zonación química en los granates de los micasquistos granatíferos es de características análogas a la descrita anteriormente. En la Figura V.10. se muestran seis perfiles correspondientes a estos granates y puede apreciarse que la principal diferencia respecto a los granates descritos en primer lugar radica en la composición química media de los cristales o en la posición relativa de las curvas de zonación.

Los perfiles de zonación correspondientes a los granates de los micasquistos con feldespato y granate se presentan en la Figura V.11. Existen varios tipos de perfiles aunque dentro de una tónica general de zonación de tipo normal, particularmente en lo que respecta al Mn. Sin embargo, debe advertirse que en algunas gráficas no se ha incluido el perfil de Mn debido a que se trata de granates con contenidos muy bajos en MnO (< 0,15%) en los que las variaciones de este elemento no son significativas.

En relación con los perfiles de Mg, el aspecto más importante es que en la parte externa de algunos de ellos se produce un aplanamiento o incluso una inversión en la tendencia de variación del Mg, aunque el balance global representa un incremento medio del 80% en el contenido en MgO en la periferia respecto al centro de los cristales.

Los perfiles de Fe y de Ca presentan algunas irregularidades muy acusadas y, a veces, carácter fluctuante. Nuevamente se pone de manifiesto, en este caso más acentuado, el comportamiento antitético entre estos

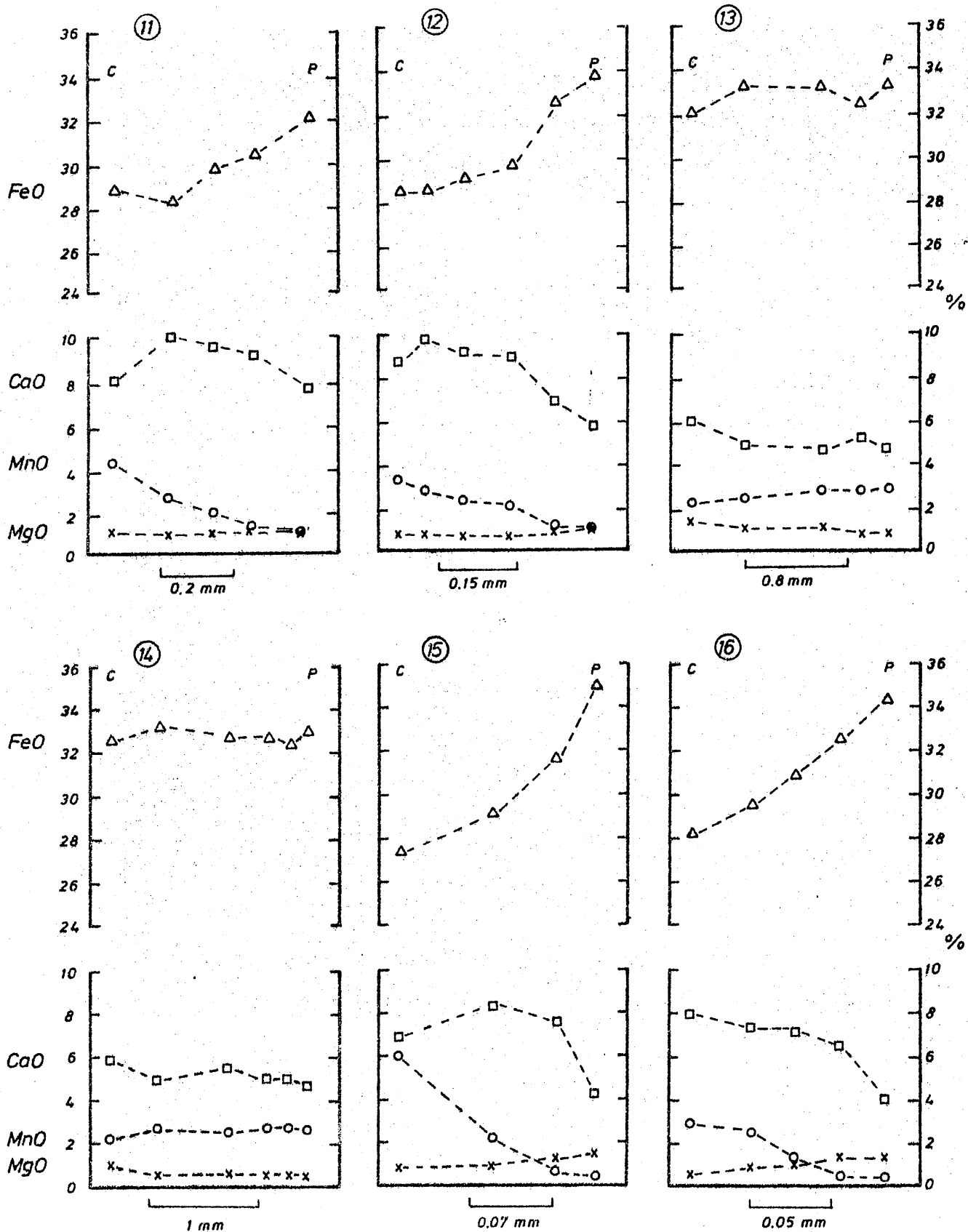


Fig. V.10. Perfiles de zonación composicional de granates de micasquistos granatíferos del Manto del Veleta. (c) centro, (p) periferia.

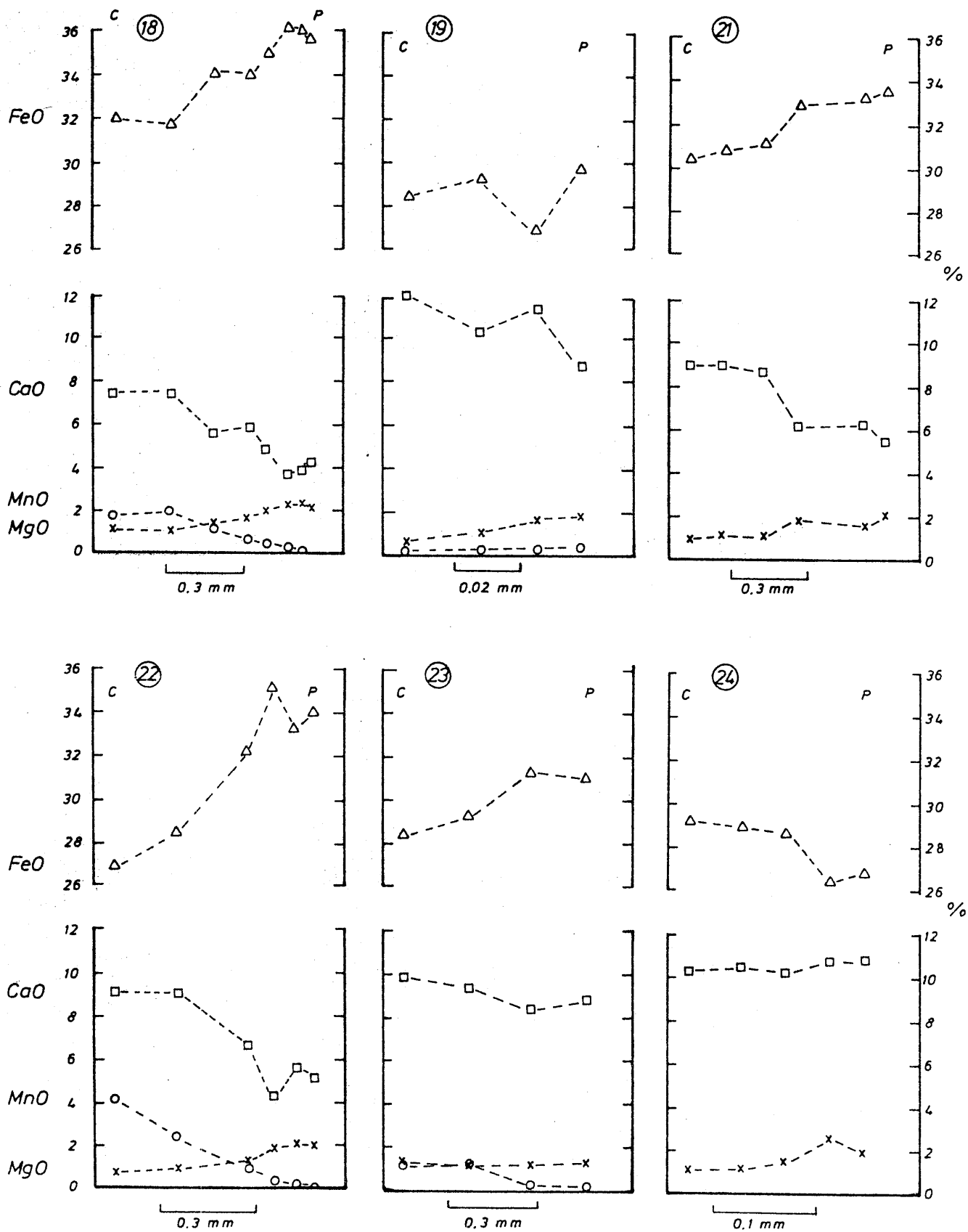


Fig. V.11. Perfiles de zonación composicional de granates de micasquistos con feldespato y granate del Manto del Veleta. (c) centro, (p) periferia.

dos elementos, de modo que un incremento en uno de ellos se corresponde con una disminución en el otro. Sin embargo, las variaciones bruscas en los perfiles de Ca y de Fe generalmente no tienen correspondencia, o es ta es mínima, en los perfiles de Mn y Mg. El aumento medio en el contenido en FeO del borde de los cristales respecto al centro es variable - según los cristales y oscila entre el 5 y el 25%. En algún caso la zona externa del cristal está empobrecida en Fe en relación a la zona cen - tral. El contenido en Ca disminuye hacia el exterior en la mayor parte - de los granates (entre 10 y 50%), mientras que en otros aumenta entre - el 5 y 10%. Esta inversión en la zonación del Ca es concomitante con la inversión en el contenido en Fe.

La distribución de Si y de Al en los granates del manto del Veleta pue - de considerarse homogénea a escala del cristal. Las variaciones que pre - sentan en las distintas zonas del cristal son pequeñas y oscilan entre - 0 y 2% para el contenido en SiO_2 y 0-4% para el contenido en Al_2O_3 . Es - tos valores están prácticamente dentro del margen de error instrumental. Si se representan en perfiles los valores analíticos de estos óxidos se observa cómo estos perfiles son irregulares y fluctuantes, sin que pue - da deducirse ninguna tendencia definida de variación.

En relación con los restantes elementos analizados (Cr, Na y Ti) tampoco se han observado tendencias bien definidas. El Cr se ha encontrado den - tro de los límites de detección en aproximadamente la mitad de los gra - nates analizados, pero no en todos los puntos del cristal, sino sólo en algunos y arbitrariamente distribuidos. Con la excepción de dos puntos - de un granate, de un micasquistos con cloritoide y granate, en que se - ha medido un 0,32% de Cr_2O_3 , todos los demás análisis han dado cantida - des comprendidas entre 0 y 0,10%. Con el Na ocurre algo análogo, pues - no ha sido detectado en todos los puntos, pero sí en todos los granates. Su distribución en el cristal es irregular. Deben destacarse por su re - lativamente elevado contenido en Na_2O los granates de los micasquistos -

feldespáticos donde alcanza valores máximos de casi el 0,20%, y normalmente entre 0,05 y 0,10%. El Ti es más abundante que los dos elementos anteriores (casi siempre superior al 0,1%) pero su distribución es así mismo irregular, con importantes fluctuaciones entre puntos del cristal relativamente próximos. Con la debida reserva, se puede apuntar una leve tendencia a que el núcleo y la zona intermedia de los cristales tengan un mayor contenido en Ti que la zona periférica.

Relación entre zonación química y zonación textural

La mayor parte de los granates analizados pueden considerarse como texturalmente homogéneos y, en correspondencia, presentan una zonación de tipo normal que da lugar a perfiles relativamente simples. Esto ocurre en los granates de los micasquistos con cloritoide y granate, y en los de los micasquistos granatíferos. Sin embargo, como ya se ha señalado en el apartado V.1., en los micasquistos con feldespato y granate, es frecuente que este mineral presente un dispositivo textural con dos zonas, definidas por la disposición y la concentración de las inclusiones.

En la zona central la zonación es análoga a la de los granates texturalmente no zonados. En la zona externa, que es muy estrecha en comparación con la central, los perfiles de zonación química sufren una inversión caracterizada por una disminución en el contenido en Fe y concomitante aumento de Ca. El perfil ascendente de Mg, se vuelve plano y, a continuación, desciende hacia el borde del cristal. El perfil de Mn no experimenta variaciones significativas y mantiene siempre una tendencia descendente. En algunos cristales, existe una recurrencia en la evolución de la zonación y de nuevo aparece una tendencia a la zonación de tipo normal.

RELACION ENTRE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA ROCA HUESPED Y LA DEL GRANATE

Con objeto de evaluar la influencia de la composición química de la roca huesped sobre la composición del granate se han realizado correlaciones entre una serie de datos químicos de las rocas (porcentaje en óxidos, porcentajes moleculares, relaciones moleculares, parámetro de Ni-ggli) y la composición de los granates que contienen (expresada en óxidos y en proporciones moleculares). En la Tabla V.3. se recogen la mayor parte de los coeficientes de correlación obtenidos. Debe indicarse que los coeficientes comienzan a ser significativos para valores superiores a 0,5 (con un nivel de probabilidad de confianza del 95%) y a partir de 0,71 (con un nivel de confianza del 99%).

Los resultados más significativos de la correlación han sido los siguientes:

- La proporción de espesartina (MnO) en el granate está en relación directa con el contenido en Fe^{2+} en la roca huesped (MnO granate - FeO roca: $r=0,73$; % Sps - [FeO]: $r=0,85$). En menor grado, está en relación inversa con el contenido en Mg, Ca y álcalis de la roca (Sps - [MgO]: $r = -0,70$; Sps - [CaO]: $r = -0,59$; Sps - alk : $r = -0,58$).
- Las proporciones de almandino (FeO) y de grosularia (CaO) en el granate no guardan relación alguna con ninguno de los parámetros químicos de la roca. Los coeficientes de correlación son inferiores a 0,4. Sorprendentemente, ambos muestran una cierta relación directa con el contenido en Na_2O en la roca.
- La cantidad de piropo (MgO) guarda una cierta relación directa con la relación $Mg/Mg + Fe^{2+}$ ($r=0,60$) y la fracción molecular MgO de la roca ($r=0,50$), e inversa con la fracción molecular-

de FeO ($r=-0,56$).

- El contenido en Na_2O del granate, aunque muy escaso, es función directa del contenido en este óxido en la roca.

Las correlaciones establecidas en base a la composición en la zona más interna del granate sólo han puesto de manifiesto una cierta dependencia entre el contenido en MnO del granate y el porcentaje de FeO ($r=0,61$) y de MnO ($r=0,54$) en la roca.

También se ha realizado la correlación entre el porcentaje modal de granate y diferentes parámetros químicos de la roca. Los resultados obtenidos (Tabla V.3.) ponen de manifiesto una estrecha correlación entre la fracción [MnO] de la roca y la cantidad de granate presente en la misma ($r=0,80$).

Antes de terminar este apartado deben exponerse, brevemente, algunas consideraciones acerca de la correlación entre el quimismo de la roca y la composición del granate. Hay varios factores que pueden modificar la significación de la correlación y, por tanto, ocultar o difuminar la existencia de auténticas relaciones químicas entre el granate y su roca huésped. En primer lugar, debe tenerse en cuenta que la composición química de las rocas implicadas en la correlación es muy semejante y que también lo es la composición de los granates; por tanto, la nube de puntos se agrupa en un área muy reducida. Por otra parte, en algunas muestras existen granates, a veces próximos entre sí, de composición diferente. Ello quiere decir que dentro de la roca se individualizan microsistemas químicos y que, por tanto, la composición química global de la roca analizada (correspondiente a un fragmento de unos 500 cm^3) puede no ser representativa de la del entorno inmediato en que ha cristalizado el granate. En definitiva, la existencia de coeficientes de correlación bajos no excluye la posibilidad de un control químico de la roca sobre la composición del granate. Las observaciones petrográfi

cas referentes a la posición del granate en la roca y a las heterogeneidades de la misma son un factor importante a la hora de enjuiciar los valores de los coeficientes de correlación obtenidos.

Tabla V.3. Coeficientes de correlación entre granate y roca huésped.

		Granate						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO
Roca huésped	SiO ₂	0.70	0.10	0.30	-0.25	-0.46	0.22	0.33
	Al ₂ O ₃	-0.60	-0.08	-0.29	0.28	0.48	-0.19	-0.36
	TiO ₂	-0.58	-0.14	-0.18	0.11	0.57	-0.31	-0.20
	Fe ₂ O ₃	-0.51	0.12	-0.61	0.41	-0.19	0.11	-0.38
	FeO	-0.56	-0.20	-0.07	0.03	0.73	-0.47	-0.16
	MnO	-0.49	0.00	-0.41	0.23	0.14	-0.27	-0.24
	MgO	-0.59	0.02	-0.39	0.21	0.22	-0.26	-0.27
	CaO	-0.35	-0.07	-0.22	0.02	-0.44	0.24	0.07
	Na ₂ O	-0.73	-0.17	-0.13	0.62	-0.16	0.27	-0.57
	K ₂ O	-0.48	0.40	-0.53	0.08	0.27	-0.16	-0.15

		Granate (centro)						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO
Roca huésped	SiO ₂	0.45	0.02	0.15	-0.10	-0.43	0.05	0.24
	Al ₂ O ₃	-0.49	0.00	-0.21	0.13	0.44	-0.03	-0.31
	TiO ₂	-0.33	-0.02	-0.22	0.04	-0.51	-0.09	-0.18
	FeO	-0.35	-0.04	-0.33	-0.06	0.61	-0.23	-0.13
	MnO	-0.29	-0.09	0.03	-0.03	0.54	-0.15	-0.23
	MgO	-0.29	0.04	-0.08	-0.06	0.43	-0.20	-0.09
	CaO	-0.04	-0.16	0.40	0.19	-0.43	0.21	0.11

		Granate				
		Alm	Spn	Prp	Grs	%modal
Roca huésped	al	-0.03	0.21	0.08	-0.09	-0.12
	fm	-0.09	0.55	-0.57	0.12	0.35
	c	-0.09	-0.50	0.26	0.15	0.02
	alk	0.24	-0.58	0.43	-0.18	-0.33
	Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.30	-0.81	0.65	-0.24	0.60
	Mg/Mg + Fe ²	0.26	-0.87	0.60	-0.16	0.16
	(FeO)	-0.16	0.85	-0.56	0.06	-0.15
	(MnO)	0.31	-0.29	0.00	0.15	0.80
	(MgO)	0.28	-0.70	0.50	-0.19	0.15
(CaO)	0.00	-0.59	0.36	0.06	0.05	

Los valores entre paréntesis representan proporciones moleculares de modo que (FeO)+(MnO)+(MgO)+(CaO)= 100

VI

LOS GRANATES DEL
MANTO DEL MULHACEN

VI.1. GRANATES DE LAS ROCAS METAPELITICAS DEL ZOCALO

ASPECTOS TEXTURALES

Todas las variedades de micasquistos que integran la serie del zócalo del manto del Mulhacén contienen granate como uno de sus principales minerales constituyentes. Desde el punto de vista textural pueden distinguirse varios tipos de granate, cada uno de los cuales presenta unas características bien definidas que los diferencian del resto; además, con frecuencia estos tipos se encuentran superpuestos en un mismo cristal, originando una estructura zonal muy acusada. Por tanto, atendiendo a criterios texturales, se han distinguido los tipos de granate que se describen a continuación.

Granates idioblásticos. Este tipo de granates se ha formado prácticamente en todas las rocas del zócalo muestreadas, pero siempre en pequeña cantidad, como muestra el hecho de que el número de cristales existentes en una lámina delgada oscila, por término medio entre 2 y 6. El rasgo más característico de estos granates es su idiomorfismo (Lámina VI, a, b, etc.). Cristalizan en rombododecaedros bien formados (con diámetro variable entre 0,5 y 3 mm) y poseen un color rosado muy típico que los diferencia de todos los demás granates de Sierra Nevada. Al microscopio, su aspecto es muy limpio debido a la escasez o ausencia de inclusiones y a estar prácticamente inalterados. Las inclusiones, cuando existen, son muy escasas, de tamaño pequeño y están constituidas por algunos cristalitos de cuarzo, ilmenita, turmalina y cloritoide. La fracturación de los cristales está generalizada aunque varía mucho de unos cristales a otros. Así, mientras que en unos casos sólo existen unas pocas fracturas, en otros se desarrolla una intensa fractura

ción que da al granate un aspecto reticulado (Lámina VI,c). La alteración es muy poco importante, y se localiza en las superficies de fracturación en las que se originan algunos óxidos/hidróxidos de hierro y, ocasionalmente, clorita. En algunas muestras se ha observado una incipiente corrosión del granate por cuarzo.

Un aspecto característico de los granates idioblásticos es el hecho de presentarse casi siempre rodeados de aureolas de recrecimiento que pueden tener diferentes formas y desigual desarrollo (Láminas VI y VII). En el caso más simple, el núcleo idioblástico está recrecido por una zona irregular muy rica en grafito. Otro dispositivo consiste en la existencia de tres zonas texturales: núcleo idioblástico, zona intermedia muy rica en grafito y una zona externa relativamente pobre en grafito. Finalmente, en ciertos cristales se han desarrollado texturas en atolón. Estas disposiciones zonales se describen con mayor detalle en el siguiente apartado.

Los granates idioblásticos han sido atribuidos a una fase de metamorfismo desarrollado con anterioridad al ciclo alpino (Puga, 1971).

Agregados de granates. Se localizan exclusivamente en los micasquistos con estauroлита, distena, cloritoide y granate que constituyen los niveles basales de la serie del zócalo, en los cuales, sin embargo, se encuentran ampliamente representados.

De acuerdo con los minerales que acompañan al granate o con la disposición textural pueden distinguirse, básicamente, tres tipos de agregados: a) agregados con biotita y granate, b) agregados nodulares de granate con mica incolora (y otros minerales) y c) agregados en hileras, asociados a porfiroblastos de estauroлита.

Los agregados del tipo (a) (lámina VII,e) son poco comunes y se encuentran en enclaves de rocas relativamente poco deformadas. Los granates -

son de tamaño muy pequeño (10 a 100 micras) y se disponen formando una corona en torno a la biotita o formando alineaciones en el interior del porfiroblasto (Láminas VII,f y VIII,a); en otros casos, ocupan casi la totalidad del mismo. Además de granate y biotita contienen una pequeña cantidad de ilmenita y -a veces- mica incolora (sericita).

Los agregados del segundo tipo (b) son muy abundantes. Su forma es variable y está relacionada con el grado de deformación sufrido por la roca, siendo la más común amigdalóide, como consecuencia del aplastamiento de agregados originalmente más equidimensionales. En rocas fuertemente deformadas suelen presentarse muy estirados, plegados e incluso transpuestos, llegándose a perder el carácter de agregado y quedar los cristales de granate dispersos en la matriz (Lámina VIII,b,c,d). El tamaño de los agregados oscila entre 1 y 10 mm de longitud, y 1 y 3 mm de anchura. Están compuestos, además de granate, por cuarzo y mica incolora y, en menor proporción, por algunos de los siguientes minerales: grafito, ilmenita, biotita, rutilo, clorita, cloritoide, óxidos de hierro y turmalina.

El granate ocupa por término medio del 50 al 80% del volumen total del cuerpo amigdalóide y el número de cristales representados oscila entre unos pocos y más de un centenar. Los cristales son de pequeño tamaño (de 50 a 300 micras) y presentan hábitos muy diversos desde idiomorfos a formas bastante irregulares (Lámina VIII,b,e). El rasgo más característico del granate es la gran cantidad de grafito que incluye, el cual define una esquistosidad interna (Si) que guarda a menudo la misma orientación en todos los granates del agregado. Además de grafito pueden existir pequeñas inclusiones de cuarzo, ilmenita o rutilo, todas las cuales tienden, en algunos casos, a concentrarse en las zonas central y media del cristal, dejando el borde externo desprovisto de in -

clusiones. Los granates que componen los agregados están poco alterados y sólo se detecta en parte de los cristales una delgada película superficial de óxidos/hidróxidos de hierro.

En el tercer tipo (c) los granates se han desarrollado en torno a porfiroblastos prealpinos de estaurolita, parcialmente pseudomorfizada por mica incolora y cloritoide. Los cristales de granate forman hileras discontinuas que se localizan justo en el contacto entre el porfiroblasto y la matriz cuarzomíctica (Lámina VIII,f). En otros casos, los granates se encuentran en el interior del porfiroblasto formando pequeños grupos de 2 a 5 cristales. En todos los casos, los granates son hipidioblásticos y de pequeño tamaño (50 a 70 micras) y presentan una aureola de óxido/hidróxidos de hierro. Los agregados del tipo (c) sólo se han detectado en unas pocas muestras.

Granates grafitosos aislados. Este tipo de granates (Lámina IX,a,b) se encuentra representado en los micasquistos de grano fino con cloritoide y granate, donde alcanza concentraciones modales de hasta el 3%. Se presenta en cristales de pequeño tamaño, entre 200 y 300 micras, aunque en algunos casos llega a alcanzar 1 mm de diámetro. La forma de estos granates es bastante variable, ya que unas veces constituyen cristales irregulares y otras son casi idioblásticos.

Las inclusiones de grafito son extraordinariamente abundantes y confieren al granate un color prácticamente negro. Pueden estar dispersas en la totalidad del cristal o quedar restringidas a la parte central y media originando una zonación textural clara (Lámina IX,c,d,e). El grafito, junto a algunos cristalitos de cuarzo y rutilo, definen una esquistosidad interna (Si) discontinua con la esquistosidad de la matriz. Esta Si adopta disposiciones que van desde casi rectilínea a sigmoidal

que evidencian un crecimiento sintectónico de este tipo de granates. El borde externo, sin inclusiones, existente en algunos de los granates grafitosos ha podido originarse a causa de una disminución de la velocidad de crecimiento, que ha sido lo suficientemente lenta para que el granate pueda desplazar y expulsar el grafito en lugar de retenerlo como inclusión.

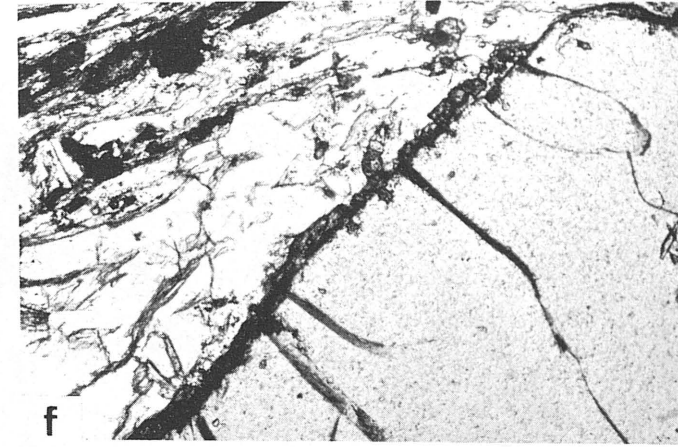
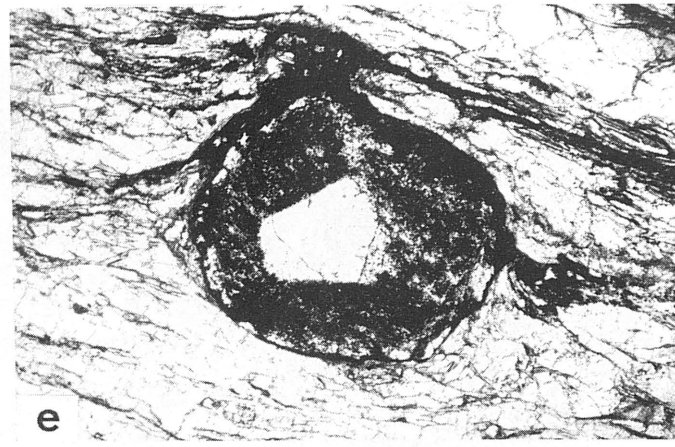
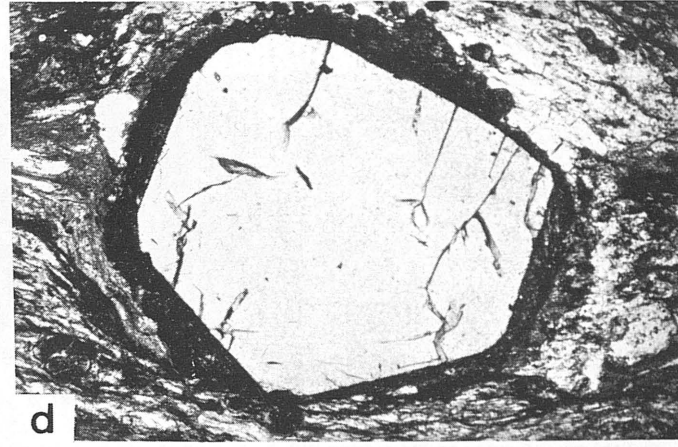
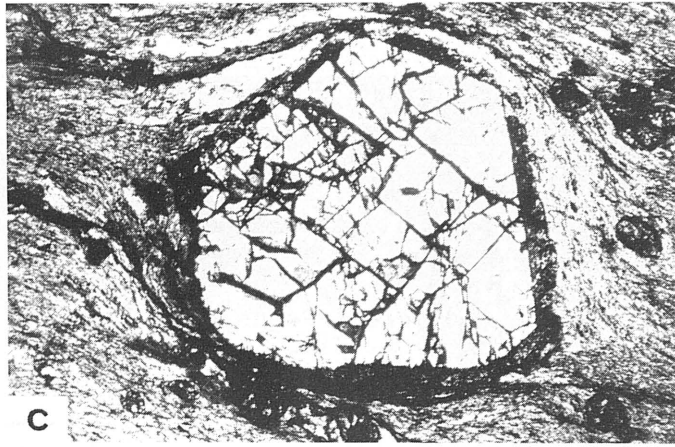
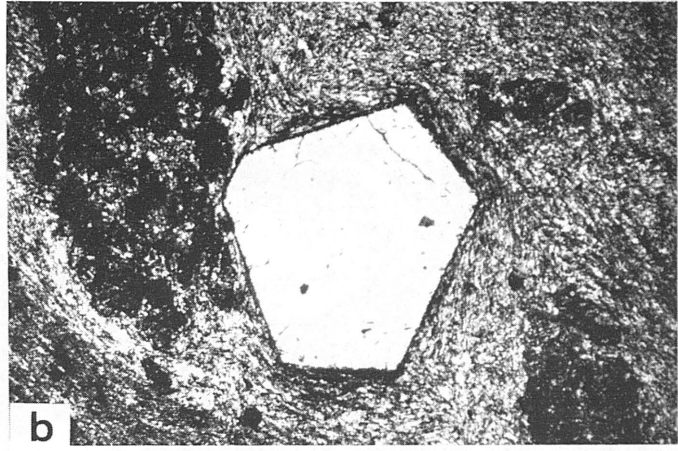
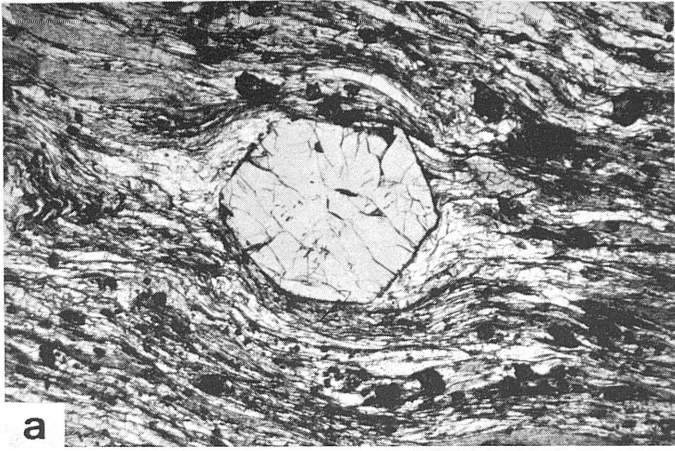
Un aspecto característico de los granates grafitosos es la existencia de texturas en atolón desarrolladas sobre algunos cristales (Lámina IX, f). Este tipo de texturas puede observarse en una amplia gama transicional que comprende desde cristales completos a granates en los que sólo resta como tal la parte más externa. Estas texturas se han formado como consecuencia del reemplazamiento selectivo por mica incolora y, a veces, por cuarzo de la zona central del cristal, y obedece a diferencias en la composición química de las distintas zonas del granate.

Las zonas de recrecimiento que presentan, casi habitualmente, los granates idioblásticos descritos en los apartados anteriores son perfectamente correlacionables con los distintos tipos texturales desarrollados en los granates grafitosos. El modelo más simple está constituido por un núcleo idioblástico recrecido por una zona extraordinariamente rica en grafito. Esta zona presenta un desarrollo muy desigual según los cristales. Así, en unos casos posee un espesor de sólo unas decenas de micras, e incluso no llega a rodear a la totalidad del núcleo (Lámina VI, d); en otros, alcanza un gran desarrollo (espesor próximo al mm) y representa más del 90% del volumen total del cristal (Lámina VI, e). Si se observa con detalle, se aprecia, en ciertos cristales, que la zona de recrecimiento se ha formado por coalescencia de pequeños cristalitas que crecieron adosados al idioblasto (Láminas VI, d, f y VII, a). Por tanto, todas las características mencionadas hacen equivalente la zona de recrecimiento con la parte central de los granates de tipo grafitoso.

Otras estructuras zonales están constituidas por tres zonas bien diferenciadas: un núcleo idioblástico, una zona intermedia rica en grafito, pero además con mica incolora y cuarzo, y una zona externa relativamente empobrecida en grafito (Lámina VII,c,d); o bien, un núcleo idioblástico, una zona intermedia grafitosa y un margen libre de inclusiones (Lámina VII,b). Estas dos disposiciones del recrecimiento son equivalentes, respectivamente, a los granates con textura en atolón y a los granates grafitosos bizonados descritos anteriormente.

Granates peciloblásticos. Se han desarrollado exclusivamente en los niveles de micasquistos con cloritoide y granate de grano medio. Se presentan en cristales hipidioblásticos, en ocasiones alargados según esquistosidad, de tamaño comprendido entre 1 y 5 mm. El carácter peciloblástico se debe a la importante cantidad de inclusiones que pueden contener y que, en algunos casos, suponen el 80% del cristal. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo y cantidades menores de mica incolora, rutilo, cloritoide y grafito, que se disponen orientadas definiendo una esquistosidad interna (Si). La curvatura Si evidencia un indudable carácter sintectónico y rotacional de este tipo de granates. En general la curvatura es pequeña o moderada aunque en algunas muestras se desarrollan texturas en bola de nieve que ponen de manifiesto rotaciones de 400° (Lámina X,a,b,d).

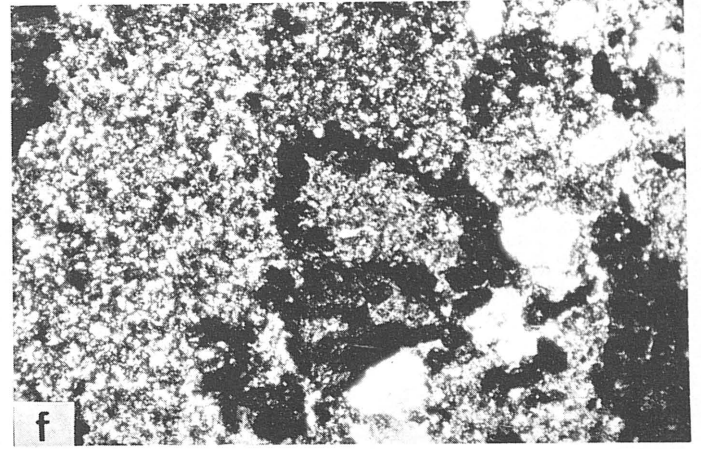
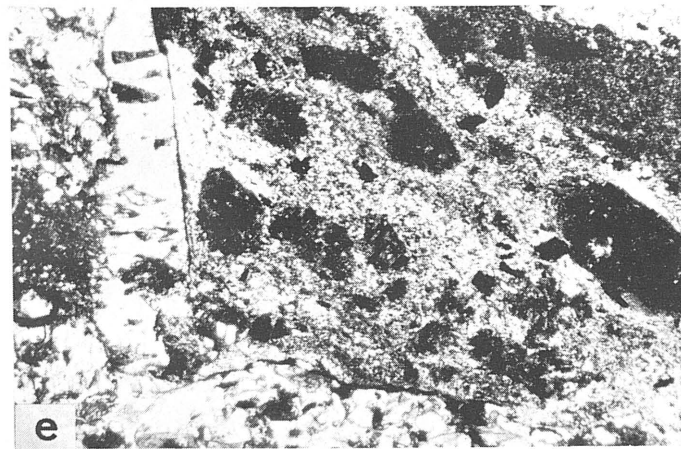
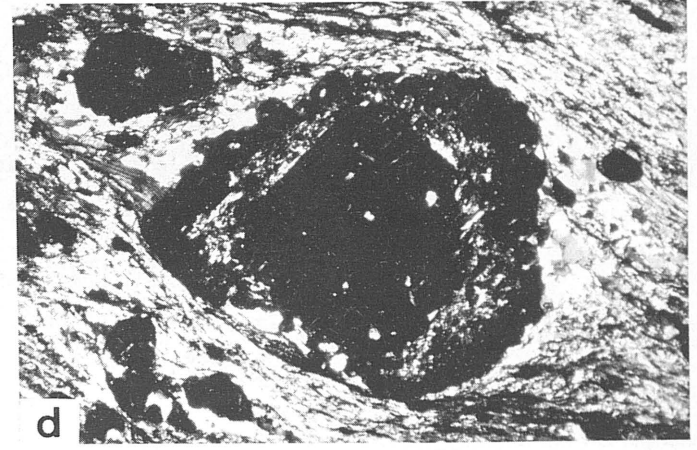
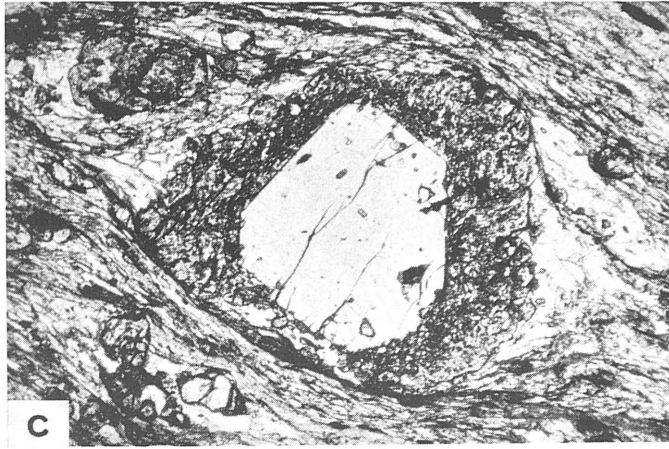
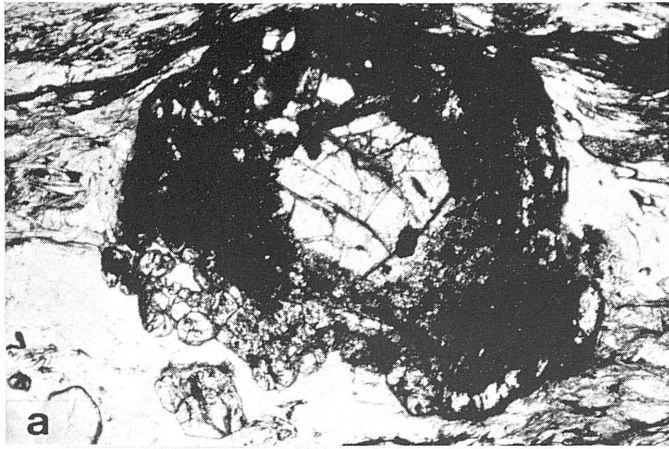
Los núcleos peciloblásticos generalmente se encuentran rodeados por una zona externa que tiende a idiomorfizar el granate. Esta zona se caracteriza por la casi total ausencia de inclusiones y tiene desigual amplitud en diversos cristales. Su espesor varía entre unas micras 0,5 mm, en cuyo caso supone aproximadamente la mitad del volumen del cristal (Lámina X,c,e).



LAMINA VI

LAMINA VI

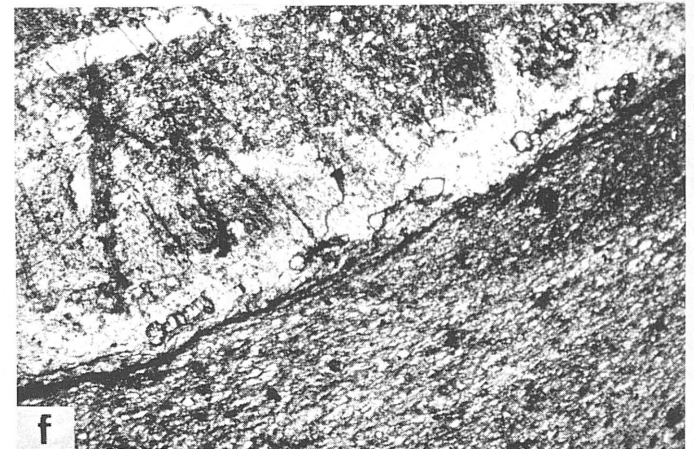
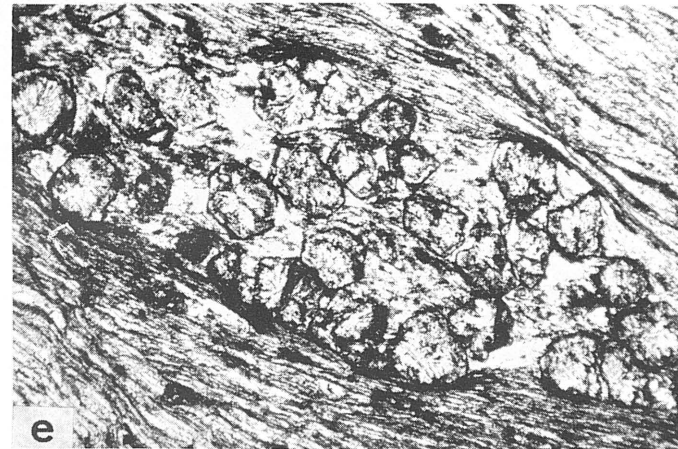
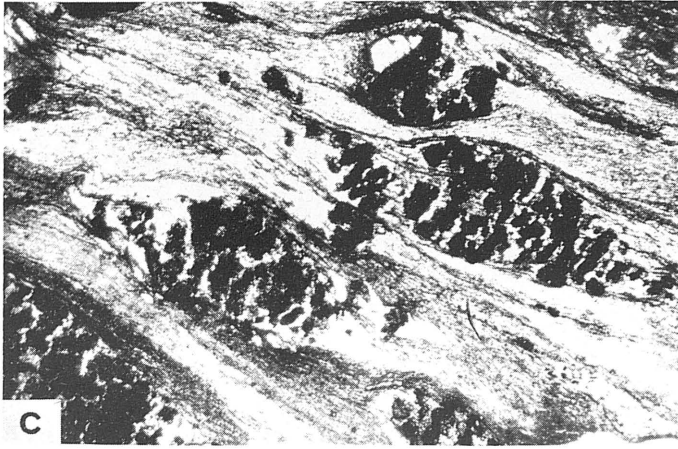
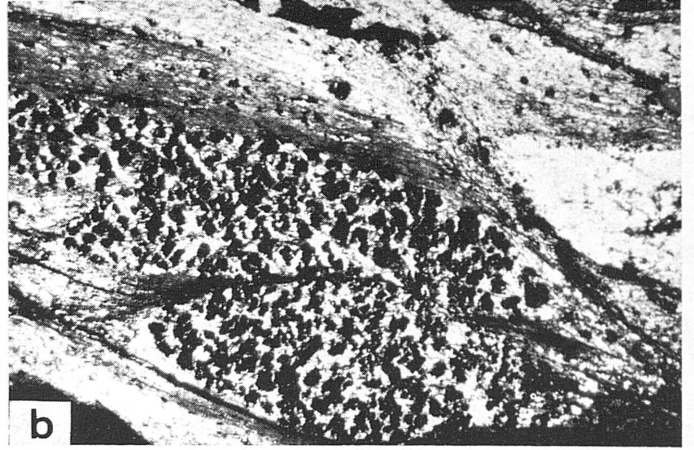
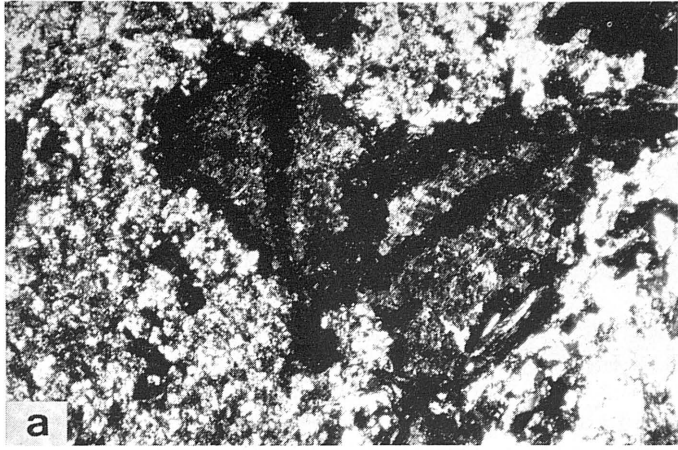
- a , b.- Granates idioblásticos. Son característicos los rombodecaedros sin inclusiones y exentos de alteración (a x13 , - b x25).
- c , d.- Granates idioblásticos con desarrollo de una zona externa de recrecimiento - estrecha y, a veces, discontinua - que incluye gran cantidad de grafito (x25).
- e.- Núcleo idioblástico con recrecimiento alpino extraordinariamente desarrollado (x25).
- f.- Detalle de un idioblasto parcialmente recrecido. Pequeños - cristalitos de granate se nuclean en torno al idioblasto y crecen adosados al mismo (x80).



LAMINA VII

LAMINA VII

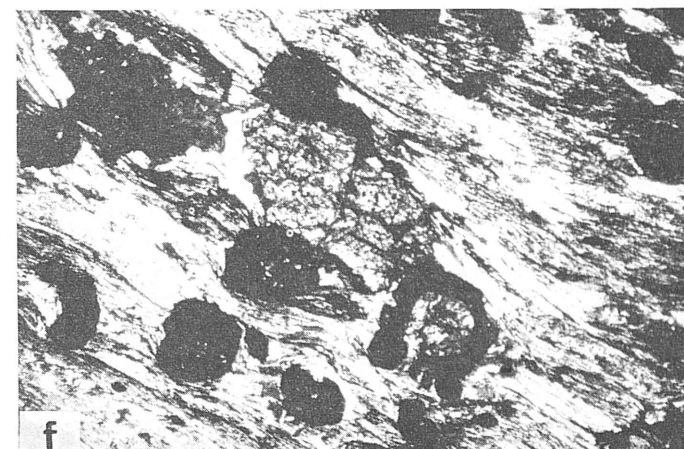
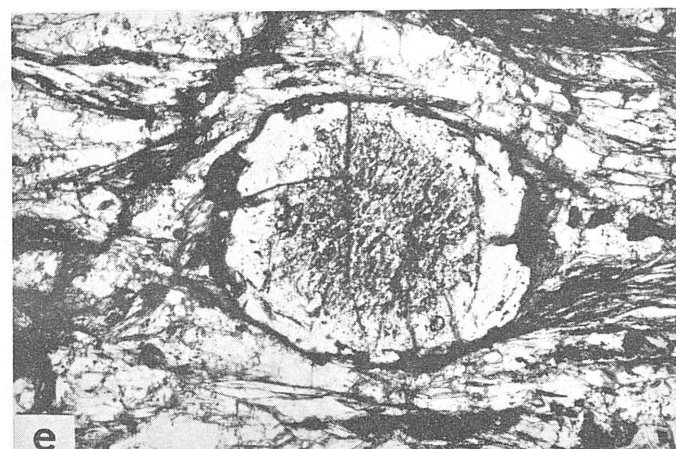
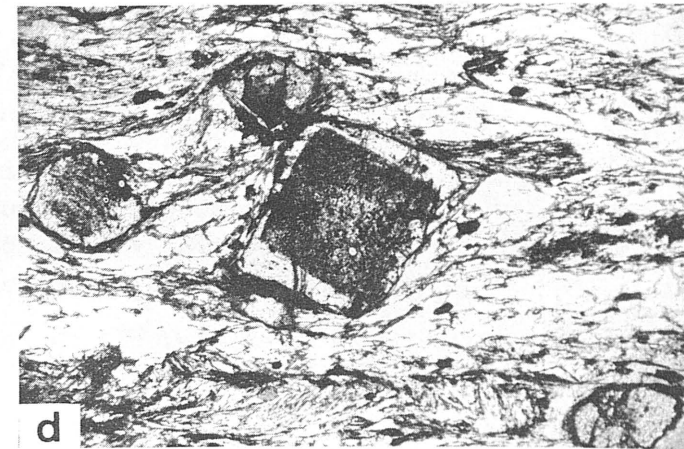
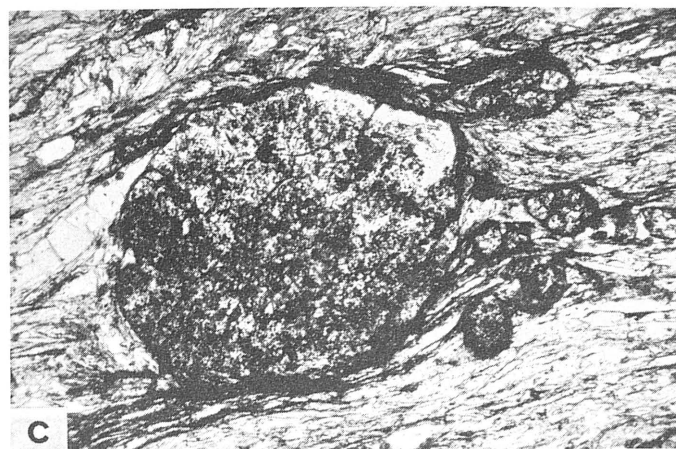
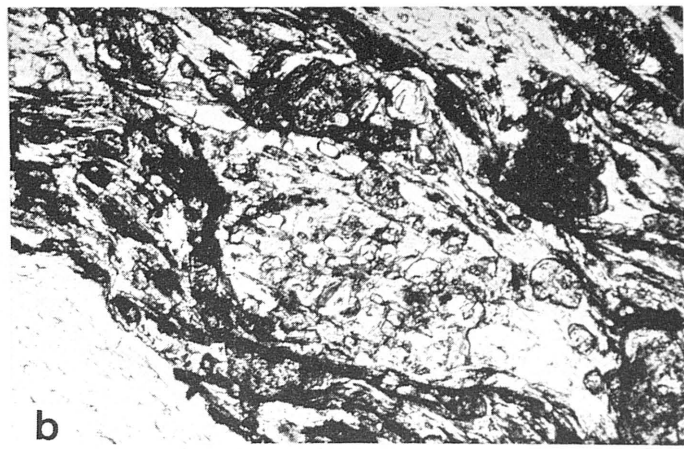
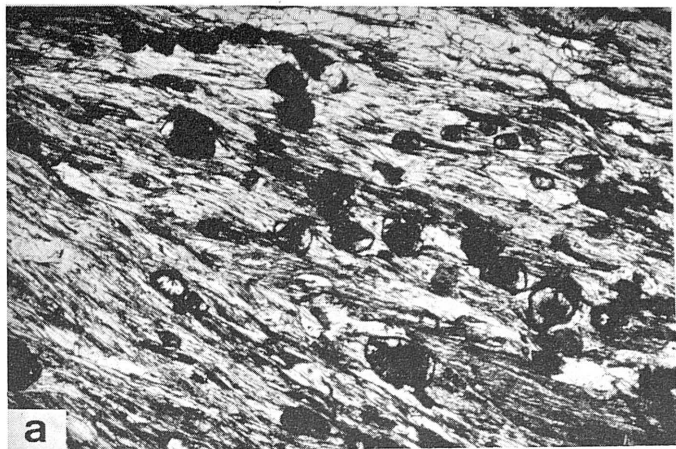
- a.- Notable desarrollo de una zona de recrecimiento alpina en torno a un granate idioblástico prealpino. En la parte inferior se aprecia la coalescencia de pequeños granates ricos en grafito (x25).
- b.- Granate con tres zonas: núcleo idioblástico, recrecimiento con grafito y borde exterior sin inclusiones (x13).
- c, d.- Granate con tres zonas. La intermedia ha sido transformada en cuarzo y mica incolora, y es equivalente a la parte central de las texturas en atolón (x25).
- e.- Aspecto general de un micasquito con distena y estaurolita perteneciente a un enclave de rocas poco deformadas durante el metamorfismo alpino. Se aprecian grandes porfiroblastos de antiguas andalucitas y otros, más pequeños, de biotita (x10).
- f.- Porfiroblasto de biotita prealpina con desarrollo de una corona compuesta por granates de pequeño tamaño (x31).



LAMINA VIII

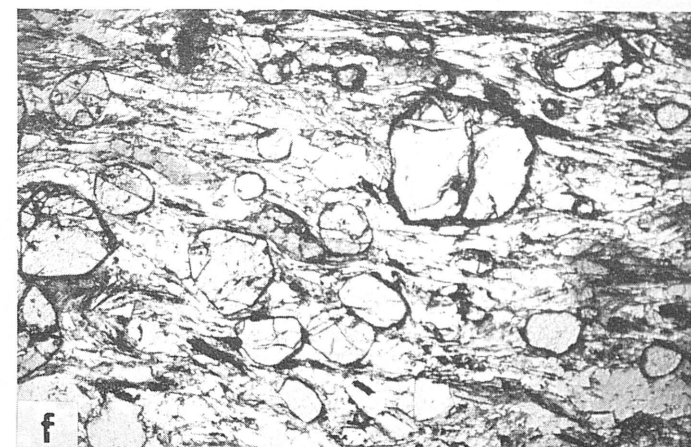
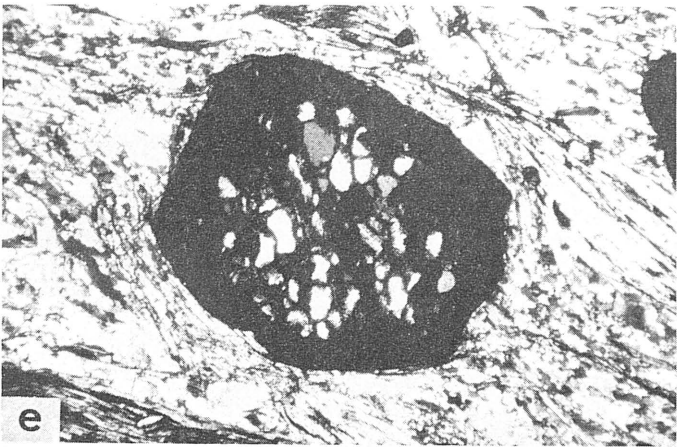
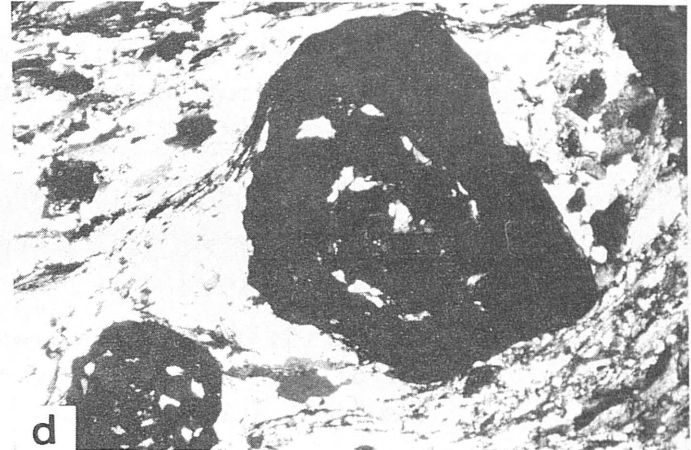
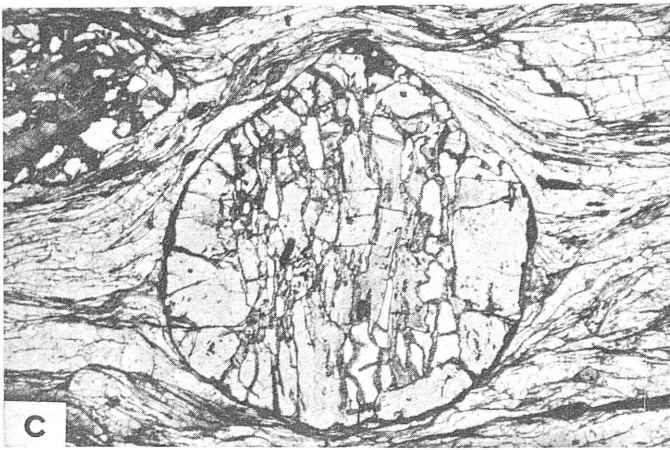
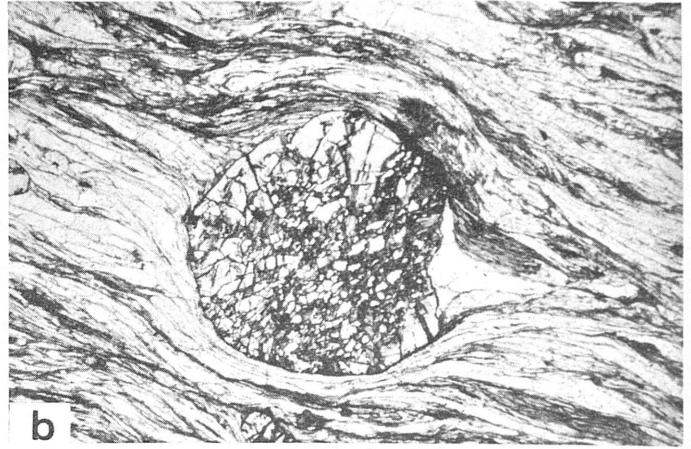
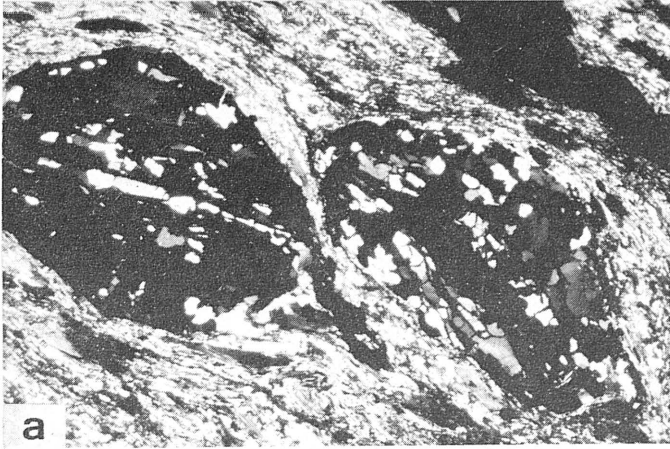
LAMINA VIII

- a.- Porfiroblastos de biotita prealpina parcialmente transformados en agregados de pequeños granates (x31).
- b, c.- Diferentes aspectos de agregados nodulares de granates formados a partir de antiguos cristales de biotita (x10).
- d.- Agregados de granates muy deformados. Los cristales de grnate han sido dispersados (x10).
- c.- Detalle de un agregado. Los granates son idio- o hipidio - blásticos y retienen la orientación original de las inclu- siones de grafito de la biotita (x65).
- f.- Hilera de pequeños granates formados en el contacto de un porfiroblasto de estauroлита prealpina con la matriz cuar- zomícea (x25).



LAMINA IX

- a.- Aspecto general de un micasquisto con Grt y Cld mostrando una concentración de pequeños granates de tipo 'grafitoso' (x25).
- b.- Granates 'grafitosos' incluidos en cloritoide (x65).
- c.- Granates de tipo 'grafitoso' (x65).
- d, e.- Zonación textural en granates de tipo 'grafitoso'. Las inclusiones de grafito, rutilo y cuarzo se concentran en la parte central y media del cristal. En (e) las inclusiones definen una S_i ligeramente sigmoidal (d x31, e x65).
- f.- Texturas en atolón desarrolladas en granates grafitosos - (x10).



LAMINA X

LAMINA X

- a, b.- Granates peciloblásticos con abundantes inclusiones de cuarzo. Micasquistos con Grt y Cld del zócalo del manto del Mulhacén (x13).
- c.- Elongación y alineamiento preferencial de las inclusiones - de cuarzo, rutilo y grafito que definen una S_i muy suavemente curvada (x25).
- d.- Granate peciloblástico con textura rotacional (x31).
- e.- Zona externa sin inclusiones desarrollada sobre un núcleo - peciloblástico (x31).
- f.- Generación de pequeños granates (post S_2) simultánea al desarrollo de la zona externa, sin inclusiones, de los granates peciloblásticos (x25).

En los granates de tipo peciloblástico se han observado, aunque muy raras veces, texturas en atolón. Se encuentran en estados de desarrollo incipientes a partir de la zona de contacto entre el núcleo y el crecimiento. Como producto de transformación del granate se han formado cuarzo, biotita y, a veces, clorita (chamosita).

Simultáneamente a la fase de recrecimiento comentada, se produce en régimen estático una nueva generación de cristales de granate, de reducida importancia y detectada sólo en algunas rocas. Estos granates son de pequeño tamaño, habitualmente entre 100 y 300 micras, y muestran hábito idio- o hipidioblástico, a veces elongado según la esquistosidad. Es característica también la ausencia de inclusiones (Lámina X,f).

TAMAÑO Y NUCLEACION

En la Tabla VI.1. se resumen las principales características relacionadas con la distribución de tamaños, densidad de nucleación y porcentaje modal de los diferentes tipos de granates existentes en los materiales del zócalo del manto del Mulhacén. A partir de las medidas de tamaños se han realizado una serie de histogramas de distribución de frecuencias relativas; de entre ellos, se han seleccionado algunos de los más representativos y se muestran en las Figuras VI.1. y VI.2. La distribución de tamaños y los valores del parámetro K (según el método de Galwey y Jones, 1963, 1966) constituyen el motivo de la Figura VI.3.

Los granates de tipo idioblástico son muy escasos (0,4 cristales por cm^2) por lo que en ninguna de las muestras se ha podido medir un número suficiente de cristales como para realizar histogramas individuales. No obstante, parece que la distribución de tamaños es bimodal o multimodal. Para ilustrar esta distribución se han reunido las medidas realizadas en dos grupos afines: uno corresponde a los micasquistos con -

Tabla VI.1. Parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate en las rocas del zócalo del manto del Mulhacén.

Muestra	ϕ_m (mm)	s	K	Crst/cm ²	% modal
St-Ky	1.27	0.51	(1.70)	0.4	0.6
Grt-Cld	1.59	0.58	(1.99)	0.4	0.9
PCC	0.05	0.02	1.53	1132.1	2.4
NV - 82	0.09	0.03	2.31	447.1	3.3
NV - 296	0.10	0.05	1.60	790.0	5.1
NVC - 16	0.11	0.05	1.52	565.0	4.4
NVC - 14	0.16	0.06	1.91	195.7	3.8
NVC - 10	0.20	0.09	1.64	140.9	3.8
NV - 275	0.06	0.05	(1.61)	1238.3	5.1
NV - 274	0.07	0.06	(1.31)	1057.9	6.8
NVC - 7	0.19	0.09	1.58	161.9	5.7
NV - 292 - 1	0.33	0.17	1.43	49.9	5.5
NV - 292 - 2	0.42	0.26	1.20	22.1	4.2
NV - 281	0.81	0.60	0.83	7.9	6.3
NV - 323	0.87	0.52	1.25	7.1	5.8
NV - 288	0.99	0.75	0.79	3.1	3.8
NV - 289	1.00	0.87	0.71	3.0	0.9
NV - 280	1.00	0.74	0.90	3.5	4.2
NV - 279	1.17	0.63	1.20	2.5	3.4
NVC - 28	1.36	1.07	(0.88)	3.0	6.9
NVC - 29	2.09	0.73	2.12	1.7	6.6

Granates de tipo idioblástico: St-Ky, Grt-Cld. Granates en agregados: PCC, NV-82, NV-296, NVC-16, NVC-14, NVC-10. Granates grafitosos: NV-275, NV-274, NVC-7. Granates peciloblásticos: NV-292-1, NV-292-2, NV-281, NV-323, NV-288, NV-289, NV-280, NV-279, NVC-28, NVC-29.

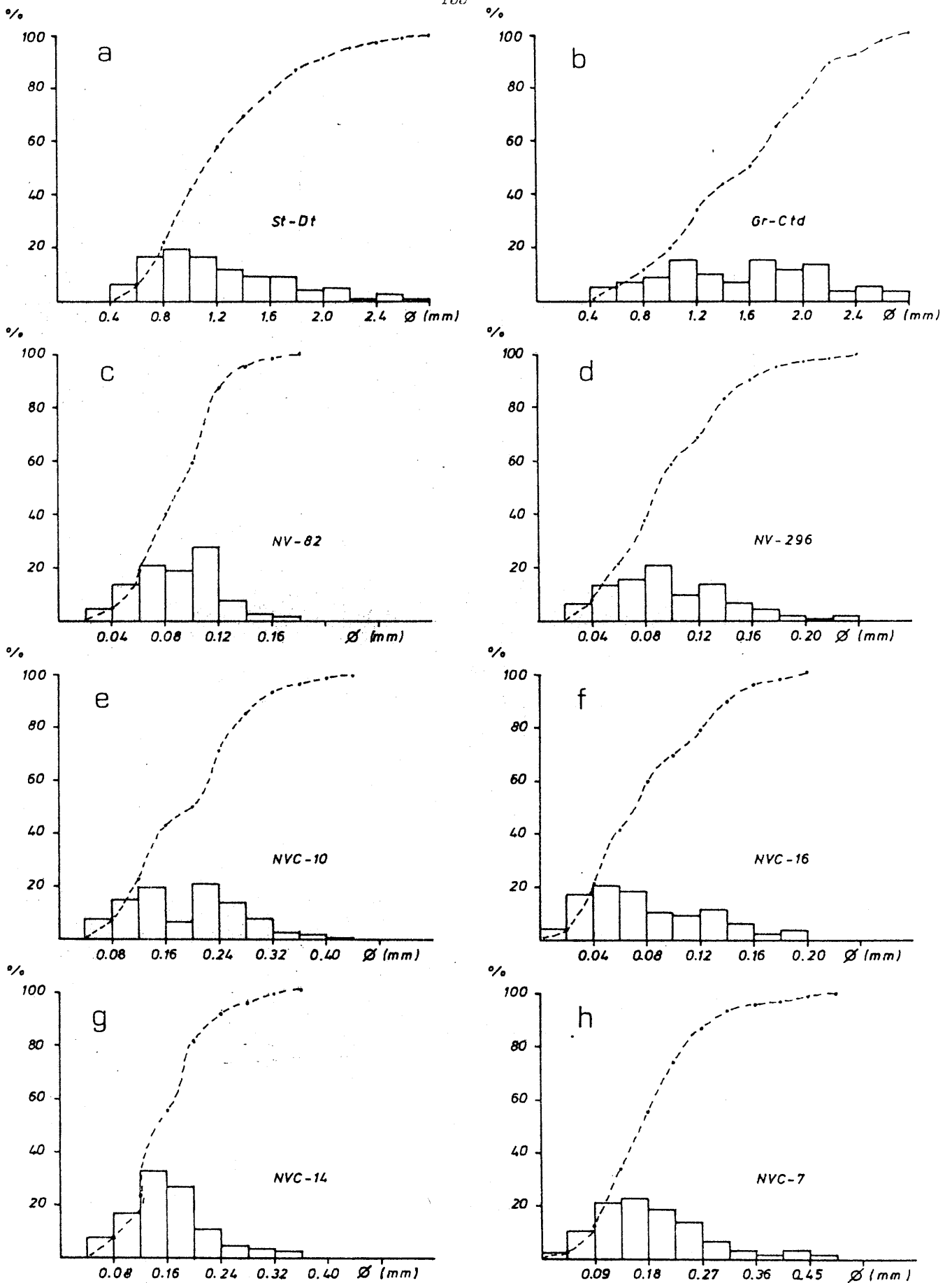


Fig. VI.1. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de rocas metapelíticas del zócalo del Manto del Mulhacén.

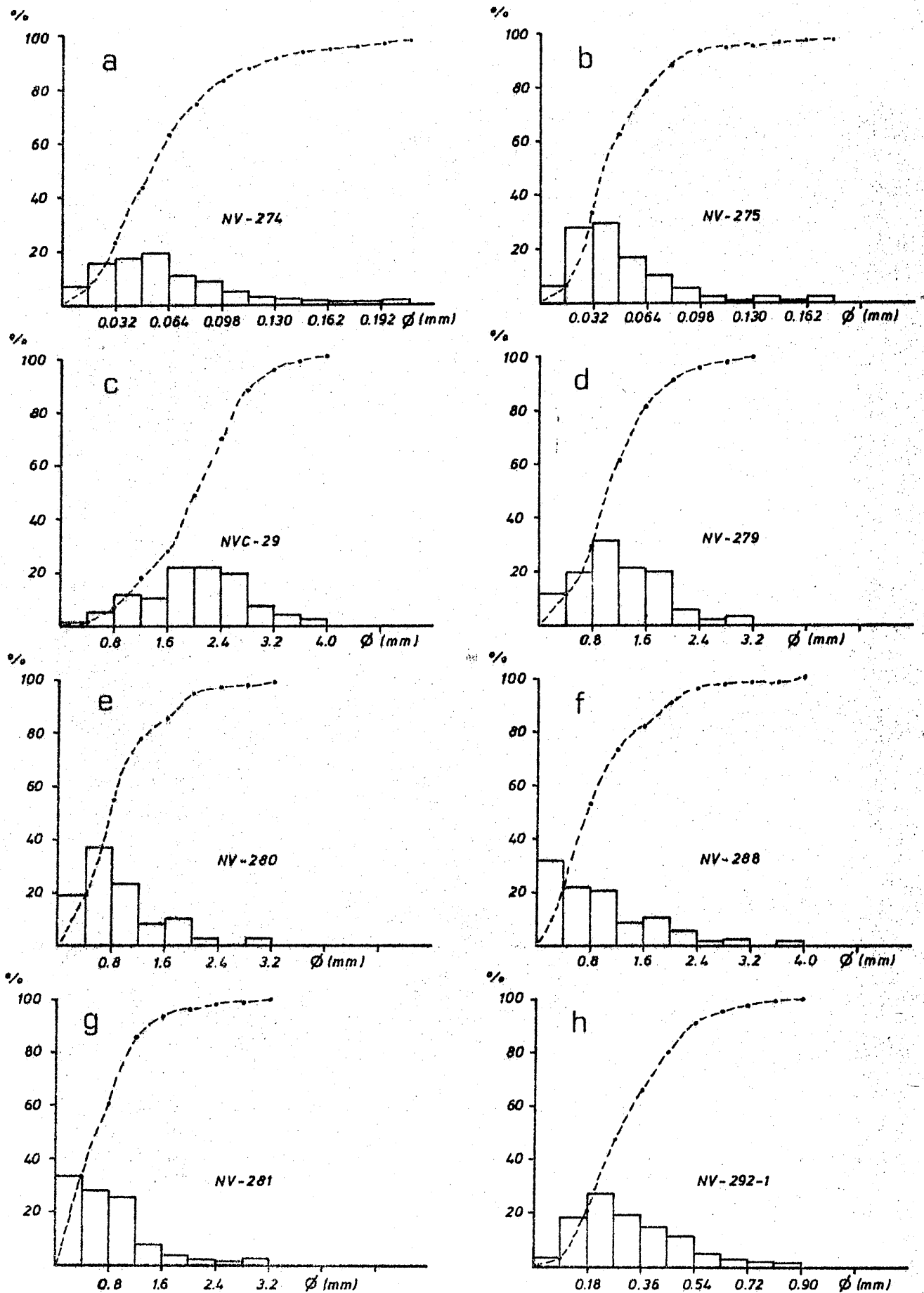


Fig. VI.2. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de rocas metapelíticas del zócalo del Manto del Mulhacén.

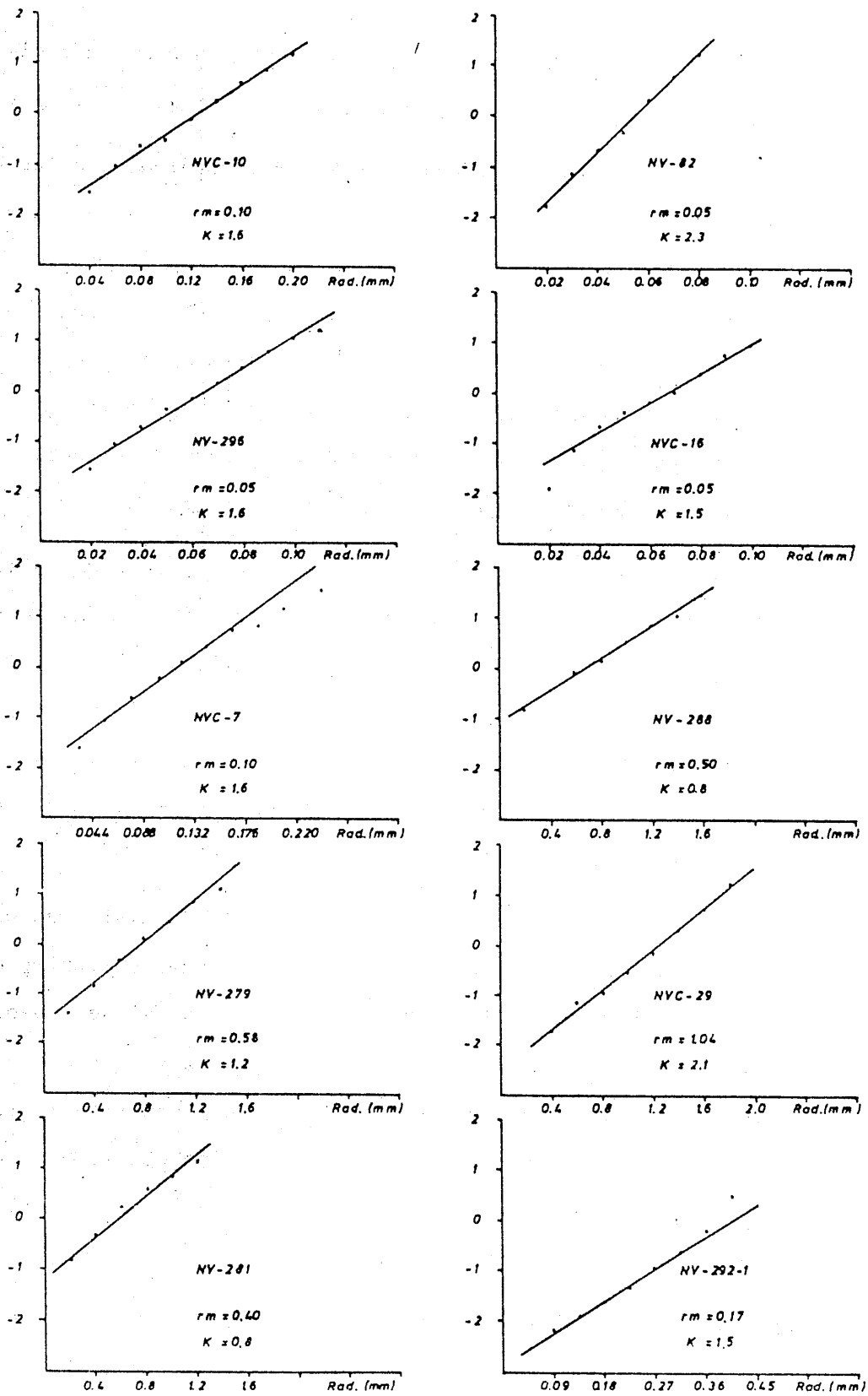


Fig.VI.3. Distribución de tamaños y valores del parámetro K de los granates de las metapelitas del zócalo del Manto del Mulhacén (según el método de Galwey y Jones, 1963, 1966).

estauroлита y distena y otro a los micasquistos con granate y cloritoide. Los gráficos correspondientes se presentan en la Figura VI.1. a y b.

Las curvas de distribución de frecuencias correspondientes a los granates en agregados son en unos casos unimodales y bimodales en otros, aunque el máximo de segundo orden está bastante atenuado (Fig.VI.1,c-g). Presentan una asimetría pequeña a moderada, con tendencia sesgada hacia las clases de mayor tamaño. La clase que representa el máximo posee un diámetro variable de unas muestras a otras, y agrupa entre el 20 y el 35% de los cristales de la población. Los valores de K oscilan entre 1,5 y 2,3, con un valor medio de aproximadamente 1,8.

En los granates grafitosos aislados la curva de distribución de tamaños es unimodal, sesgada hacia los tamaños mayores y con máximos que comprenden entre el 20 y el 30% de la muestra (Fig.VI.1,h y Fig.VI.2.a,b). Los valores de K no pueden determinarse en casi ninguna muestra ya que los puntos en el diagrama $\lg \left[\frac{n}{100-n} \right] - r_m$ no se alinean en una recta. En aquellos casos en que ha podido determinarse, el valor de K es de 1,6 aproximadamente (Fig.VI.3,e).

Los granates peciloblásticos suelen presentar también distribuciones unimodales, con un máximo más o menos amplio que comprende entre el 20 y el 35% de los cristales de la muestra, aunque en ocasiones puede aparecer también algún otro máximo poco acentuado. El sesgo de las curvas es hacia las clases de mayor tamaño (Fig.VI.2,c-h). El valor medio del parámetro K es de 1,2, estando su margen de variación comprendido entre 0,8 y 1,4, salvo en la muestra de mayor diámetro medio de los cristales (NVC-29) en que alcanza un valor de 2,1.

En la Fig.VI.4. se presentan tres parejas de curvas de nucleación correspondientes a los granates en agregados, grafitosos aislados y peciloblásticos respectivamente. Se han calculado suponiendo dos modelos de crecimiento: (1) $dr/dt = k_1$ y (2) $da/dt = k_2$, donde r y a repre -

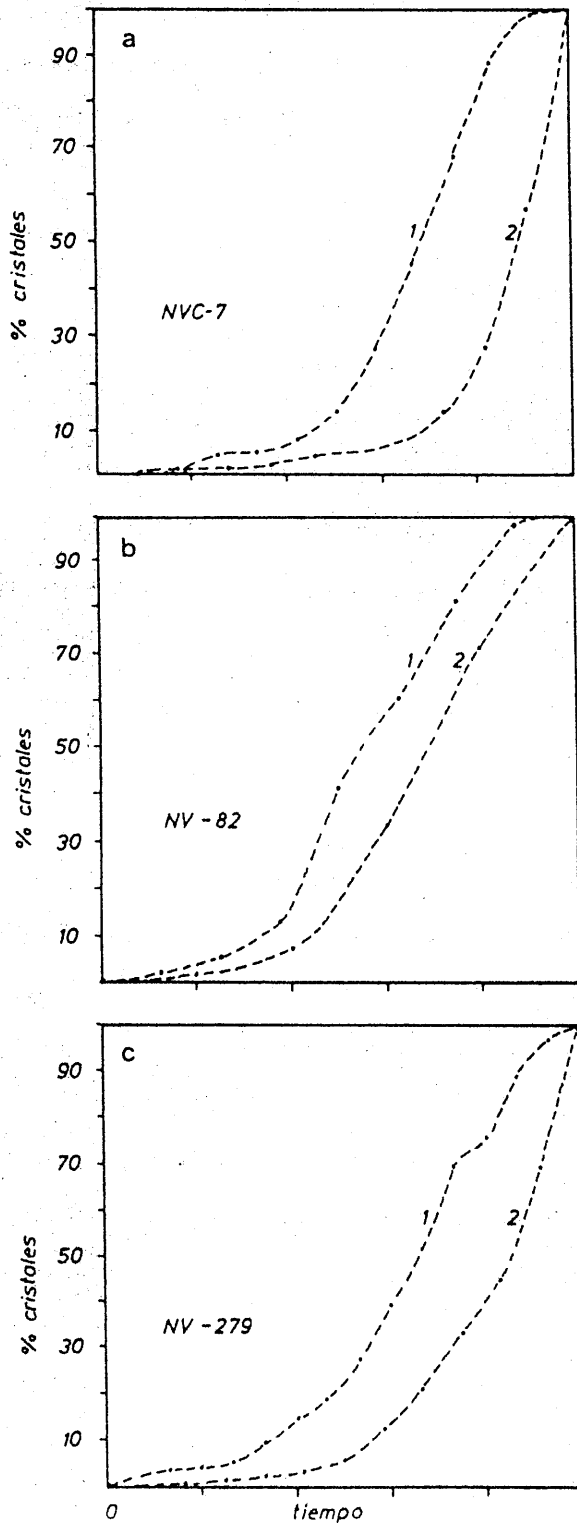


Fig. VI.4. Curvas de la velocidad de nucleación basadas en la distribución de tamaños y en dos modelos de la velocidad de crecimiento: 1) $dr/dt=k_1$ y 2) $da/dt=k_2$. a) granates grafitosos, b) granates en agregados y c) granates peciloblásticos.

sentan el radio y el área del cristal, respectivamente; t es el tiempo y k_1 y k_2 son dos constantes de la velocidad de crecimiento. Otras curvas de nucleación - en función de un modelo de crecimiento de tipo (1) - se han superpuesto a los histogramas de las Figuras VI.1. y VI.2. y se obtienen mediante una rotación de 180° en torno al origen de las curvas acumulativas de distribución de tamaños.

Las curvas de nucleación en los diferentes tipos de granates indican que el proceso de nucleación se ha iniciado con la formación de pocos núcleos durante un período de tiempo relativamente amplio respecto al total de cristalización de granate. Sigue, a continuación, una etapa de nucleación muy intensa en la que se nuclean la mayor parte de los cristales de la roca y, finalmente, la nucleación cesa de manera bastante-rápida. La duración relativa de estos tres períodos varía según el tipo de granate. Así, los granates que constituyen agregados se caracterizan por tener una mayor velocidad de nucleación en relación a la velocidad de crecimiento (valores de K más altos), y la máxima intensidad de nucleación se alcanza en un período de tiempo corto. En los granates peciloblásticos la nucleación procede, al principio, con mayor lentitud; se nuclean, tan sólo, aproximadamente el 10% de los cristales durante un período de tiempo equivalente a casi la mitad del tiempo total de cristalización; luego, se alcanza la máxima intensidad de nucleación y se generan, por término medio, casi las tres cuartas partes de los cristales en un tercio del tiempo total de cristalización. La nucleación cesa bruscamente o disminuye muy rápidamente. En los granates grafitosos aislados el proceso de nucleación es de características intermedias entre los dos anteriores.

La densidad de nucleación varía muy ostensiblemente de un tipo de granates a otros, pero guarda en todos ellos una relación similar de tipo potencial con respecto al diámetro medio de los cristales (Fig.VI.5.).

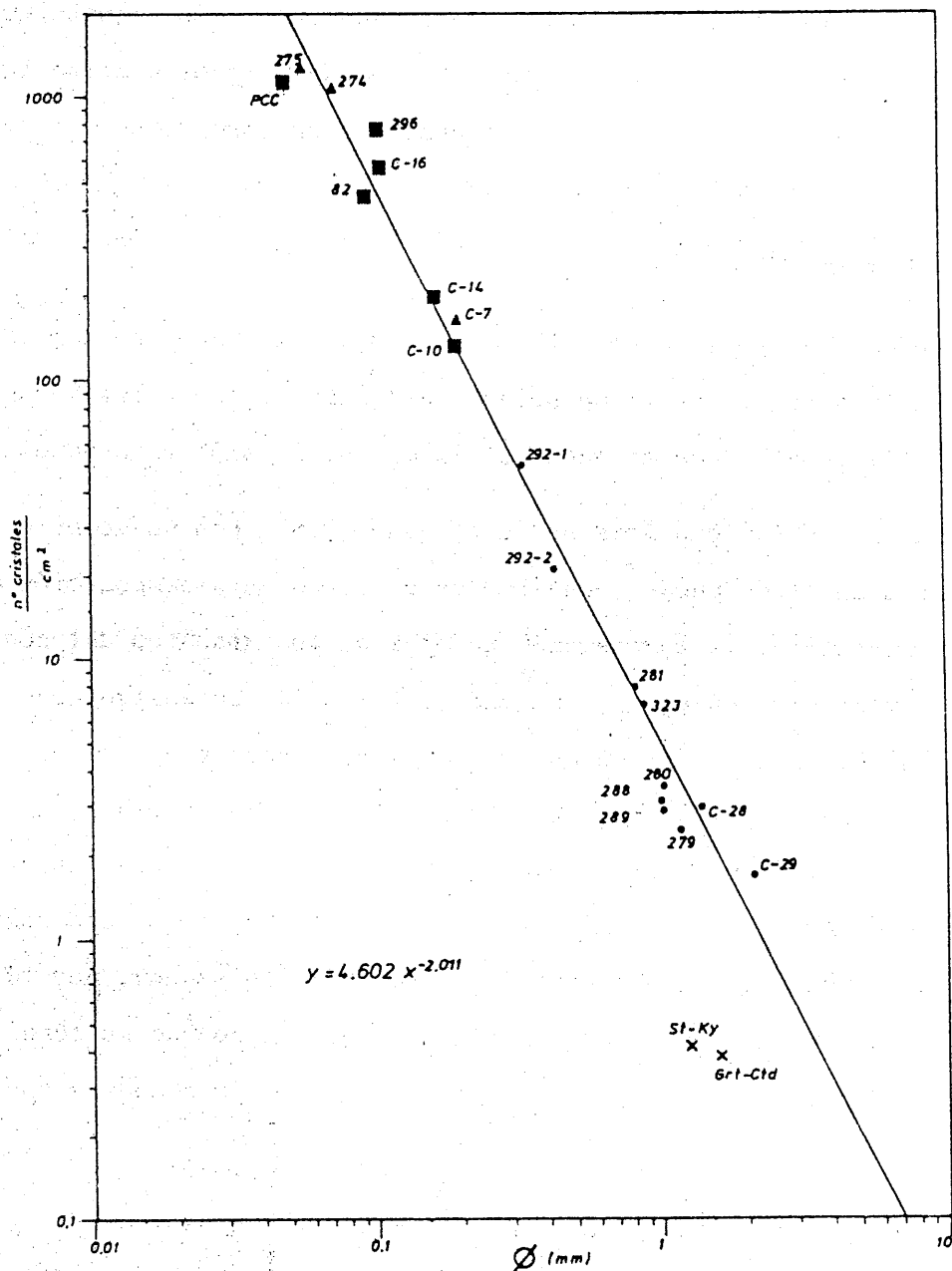


Fig.VI.5. Relación entre la densidad de nucleación y el tamaño medio de los cristales. Tipos de granates: (■) agregados, (▲) grafitosos, (●) periclinic, (×) idioblastic.

Los granates periclinic están distribuidos de modo homogéneo sin ninguna relación preferencial con la diferenciación en lechos micáceos y en lechos cuarzosos existente en la roca. Sin embargo, los granates grafitosos están localizados fundamentalmente en lechos micáceos.

os ricos en grafito y la ubicación de los agregados de granate está estrictamente controlada por la existencia de antiguos porfiroblastos de biotita prealpina a partir de la cual se han formado.

COMPOSICION QUIMICA

Cada uno de los tipos de granate, distinguidos mediante criterios texturales, presenta un quimismo netamente diferenciado de los demás, por lo que en este apartado se mantiene la misma división y terminología.

A diferencia de los granates de la cobertera que, con un aceptable grado de similitud, pueden reunirse en un grupo cuya composición media es representativa, la composición química de los granates del zócalo aconseja mantener, cuanto menos, una distribución en cuatro grupos distintos. La característica común de estos grupos es que todos los granates pueden clasificarse como esencialmente almandínicos, es decir, el contenido en hierro predomina ampliamente sobre cualquiera de los cationes bivalentes significativos del granate, e incluso sobre el conjunto de todos ellos. El componente almandínico supone, por término medio, un 78% del granate y oscila, según el tipo que se considere, entre 76,2% y 81,6%, expresados en valores medios para cada grupo de granates.

Las composiciones medias y las desviaciones típicas de los granates del zócalo del manto del Mulhacén se muestran en la Tabla VI.2.(1). En la Figura VI.6. se representan dichas composiciones en diagramas triangulares, que permiten una rápida comparación visual de los distintos tipos establecidos. De modo general, los granates idioblásticos son los que presentan una identidad mejor definida. Se diferencian de los restantes tipos, fundamentalmente, por su contenido rela-

(1) Los análisis químicos individualizados de cada muestra se presentan en el Apéndice III.1.

tivamente alto en manganeso y bajo en calcio. Los granates en agregados destacan por su mayor concentración en hierro y magnesio, y su menor concentración en calcio. Los dos restantes tipos, grafitoso y pecioloblástico, tienen composiciones intermedias respecto al hierro, manganeso y magnesio, y se caracterizan por presentar altos contenidos en calcio.

Tabla VI.2. Composiciones medias y desviaciones típicas de los granates del zócalo del manto del Mulhacén.

	A		B		C		D	
SiO ₂	36.51	0.23	36.78	0.62	36.90	0.47	36.92	0.19
Al ₂ O ₃	21.30	0.68	21.41	0.60	21.33	0.96	21.07	0.30
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.07	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01
TiO ₂	0.02	0.02	0.14	0.07	0.08	0.06	0.08	0.03
FeO	33.94	0.65	36.36	0.93	34.68	0.81	34.36	0.50
MnO	5.40	0.70	0.40	0.23	1.04	0.35	1.33	0.46
MgO	1.61	0.15	2.80	0.44	2.32	0.17	1.55	0.07
CaO	1.09	0.14	2.18	1.10	3.70	0.80	4.42	0.25
Alm	77.71	1.41	81.62	2.32	77.75	1.97	77.86	0.45
Sps	12.52	1.53	0.91	0.54	2.36	0.79	3.05	1.04
Prp	6.57	0.61	11.20	1.74	9.28	0.69	6.26	0.29
Grs	3.20	0.37	6.27	3.12	10.61	2.12	12.83	0.79

(A): granates idioblásticos; (B): granates 'en agregados'; (C): granates con inclusiones de grafito (aislados y recreciendo idioblastos); (D): granates pecioloblásticos.

La concentración en SiO₂ y Al₂O₃ en los granates analizados, independientemente del tipo a que correspondan no muestra diferencias esenciales de unos cristales a otros, sino aquellas que se derivan de los porcentajes relativos de los cationes bivalentes. El contenido en SiO₂

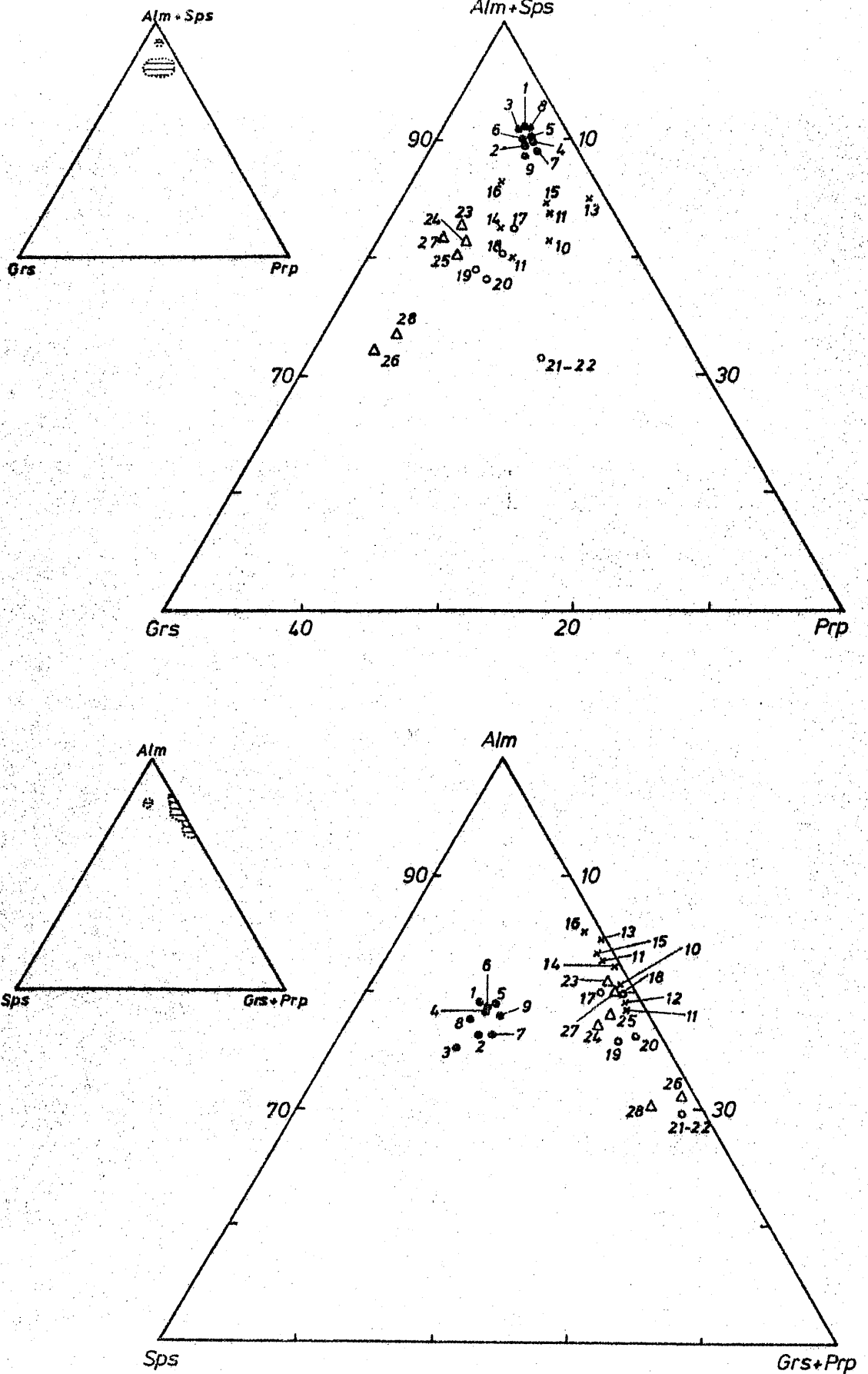


Fig.VI.6. Composición media de los granates de las metapelitas del zócalo del Manto del Mulhacén. (●) granates idioblásticos prealpinos, (×) granates en agregados, (○) granates grafitosos, (Δ) granates peciloblásticos. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-1).

varía entre 36 y 38%, y el de Al_2O_3 entre 20,4 y 22,6%.

El contenido en Cr_2O_3 es, lógicamente, muy bajo; oscila entre 0,02 y 0,07% y es bastante similar en los cuatro tipos de granates. El TiO_2 se encuentra también en concentraciones bajas que varían entre valores no detectables y 0,14%, excepcionalmente superan el 0,25%. Los contenidos superiores corresponden a los granates en agregados y los más bajos a los cristales idioblásticos. Los tipos restantes contienen cantidades intermedias y similares entre sí (0,08%).

El Na_2O se ha analizado en parte de los granates, encontrándose en la mayoría de ellos en concentraciones inferiores al límite de detección de la microsonda electrónica y, en cualquier caso, menores de 0,05%. Los valores máximos corresponden a los granates peciloblásticos. No se ha detectado en los granates en agregados ni en los de tipo grafitoso.

Las concentraciones absolutas y relativas de los cationes bivalentes-Fe, Mn, Mg y Ca caracterizan químicamente a cada uno de los tipos de granates considerados. Sin embargo, debe tenerse presente que los datos que aquí se consideran se refieren a composición global del granate. No se tiene en cuenta, por tanto, la distribución de cada catión en las distintas zonas del granate (zonación composicional) que aporta una complicación adicional a la comparación de los granates.

De los cuatro cationes bivalentes ahora en consideración, el Fe es -con diferencia- el más abundante. Se encuentra en proporciones que oscilan entre el 33 y 36% (FeO) en casi todos los granates analizados y, solamente, supera estos valores en los granates que constituyen agregados (35-38% FeO). Por el contrario, el Mn es el catión que presenta mayor variación de unos tipos a otros de granate. Así, puede considerarse relativamente abundante en los granates idioblásticos, donde alcanza concentraciones entre el 5 y el 7%, es decir, -

cuatro veces mayores que en cualquiera de los demás tipos. Los granates en agregados constituyen el extremo opuesto, ya que presentan concentraciones inferiores a 0,7% de MnO y, en algunos casos, inferiores a 0,1%. Son, por tanto, granates extraordinariamente pobres en espesartina. Los granates grafitosos y peciloblásticos contienen también poco manganeso, entre 0,7 y 1,9% de MnO, aunque con un contenido medio ligeramente superior en los mencionados en último lugar.

Los componentes piropo y grosularia se encuentran, en líneas generales, en proporciones bastante semejantes en los granates del zócalo. El primero de ellos muestra un menor índice de variación en los distintos tipos de granates. Expresado como óxido la concentración de magnesio oscila entre 1,4 y 4,4%, correspondiendo los valores máximos a granates grafitosos y, en segundo lugar, a granates en agregados.

Los contenidos en CaO varían entre 0,9 y 4,8%. Destacan los granates peciloblásticos que presentan cantidades relativamente importantes de CaO (4,4%) y en los que el componente grosularia sigue en importancia al almandino. El extremo opuesto lo ofrecen los granates idioblásticos, en los que la pequeña concentración de CaO (1,1%) determina que el componente grosularítico sea el menos abundante.

A partir de los datos químicos reseñados se puede resumir las composiciones de cada uno de los tipos de granate de acuerdo con los siguientes esquemas:

Granates idioblásticos: Alm » Sps > Prp > Grs
Granates en agregados: Alm » Prp > Grs » Sps
Granates grafitosos: Alm » Prp » Grs » Sps
Granates peciloblásticos: Alm » Grs > Prp > Sps

Los granates de las metapelitas del zócalo, en relación con los de rocas equivalentes de la cobertera del manto del Mulhacén, se caracterizan por el contenido más elevado en almandino y espesartina, y por la menor proporción en los componentes piropo y grosularita.

ZONACION QUIMICA

La zonación composicional es un hecho generalizado en los granates del zócalo del manto del Mulhacén. Solamente un número muy reducido de los cristales analizados presentan composición química casi homogénea en todo el cristal. La mayor parte de los cationes constituyentes se distribuyen, en las sucesivas zonas de crecimiento, en proporciones diferentes y según tendencias definidas. Los perfiles de zonación, de este modo originados, muestran características diferentes en cada uno de los tipos texturales del granate por lo que la descripción de tales perfiles se realizará separadamente.

De los elementos que componen el granate, el Si, Al, Cr y Ti son los menos interesantes en lo referente a la zonación. Los dos primeros, si bien mayoritarios, se distribuyen homogéneamente durante el crecimiento. Aunque los análisis químicos muestran algunas diferencias en distintos puntos de un mismo cristal, estas son de muy pequeña magnitud y pueden atribuirse, perfectamente, a fluctuaciones instrumentales, y a la proporción relativa de los diferentes cationes bivalentes que componen el granate.

El Cr y el Ti son elementos minoritarios que con frecuencia se encuentran en proporciones inferiores o próximas al límite de detección de la microsonda electrónica. Los datos químicos no permiten, en la mayoría de los casos, deducir tendencias significativas en cuanto a su distribución, especialmente en el caso del cromo. Más adelante se mencionarán los tipos de granates en los que el titanio se distribuye de modo zonal.

Los cationes bivalentes Fe, Mn, Mg y Ca presentan una distribución zonal acusada con características diferenciadas en cada uno de los tipos de granates, tal como se describen a continuación.

Granates idioblásticos. Este tipo de granates presenta zonación composicional poco acentuada, en particular, si se compara con cualquiera de los otros tipos de granates diferenciados (Fig.VI.7 y VI.8). La zonación en algunos cristales es tan atenuada que pueden considerarse casi homogéneos químicamente. Sin embargo, en una de las muestras estudiadas (NV-296) se ha detectado una variación composicional a lo largo del perfil extraordinariamente importante (Fig.VI.9). En cualquier caso, y con independencia de la intensidad de la zonación, las tendencias de distribución son idénticas en todos los idioblastos analizados. El contenido en FeO aumenta gradualmente desde el centro del granate a la periferia, sin interrupción ni fluctuaciones de importancia (Fig.VI.10a y VI.12a). Este incremento es inferior al 5% si se exceptúa la muestra NV-296 en la que representa un 23%. La variación en FeO está contrarrestada, principalmente, por la evolución en sentido inverso del MnO. La mayor concentración de MnO ocurre en el centro del cristal (5 a 9% MnO), y a partir de aquí disminuye progresivamente hacia la periferia, pudiéndose estimar la reducción media en torno al 24%. Los perfiles de MnO dibujan, en los casos en que la zonación está más acentuada, una perfecta curva de Gauss (Figs.VI.9a y VI.12a).

El contenido en MgO aumenta desde el centro a la periferia del cristal, por término medio, en un 14%. El perfil de magnesio es bastante plano en las zonas central y media del cristal, pero aumenta de pendiente significativamente en la zona externa (Figs.VI.9b y VI.12a). El calcio es el elemento que presenta menor variación a lo largo del perfil (Figs. VI.9b; VI.10a y VI.12a). En algunos cristales su distribución es prácticamente homogénea, mientras que en otros se manifiesta un leve incremento, inferior al 9%, hacia la periferia.

En definitiva, los perfiles de zonación de los granates idioblásticos se ajustan al tipo de "zonación normal" ampliamente difundido en grana

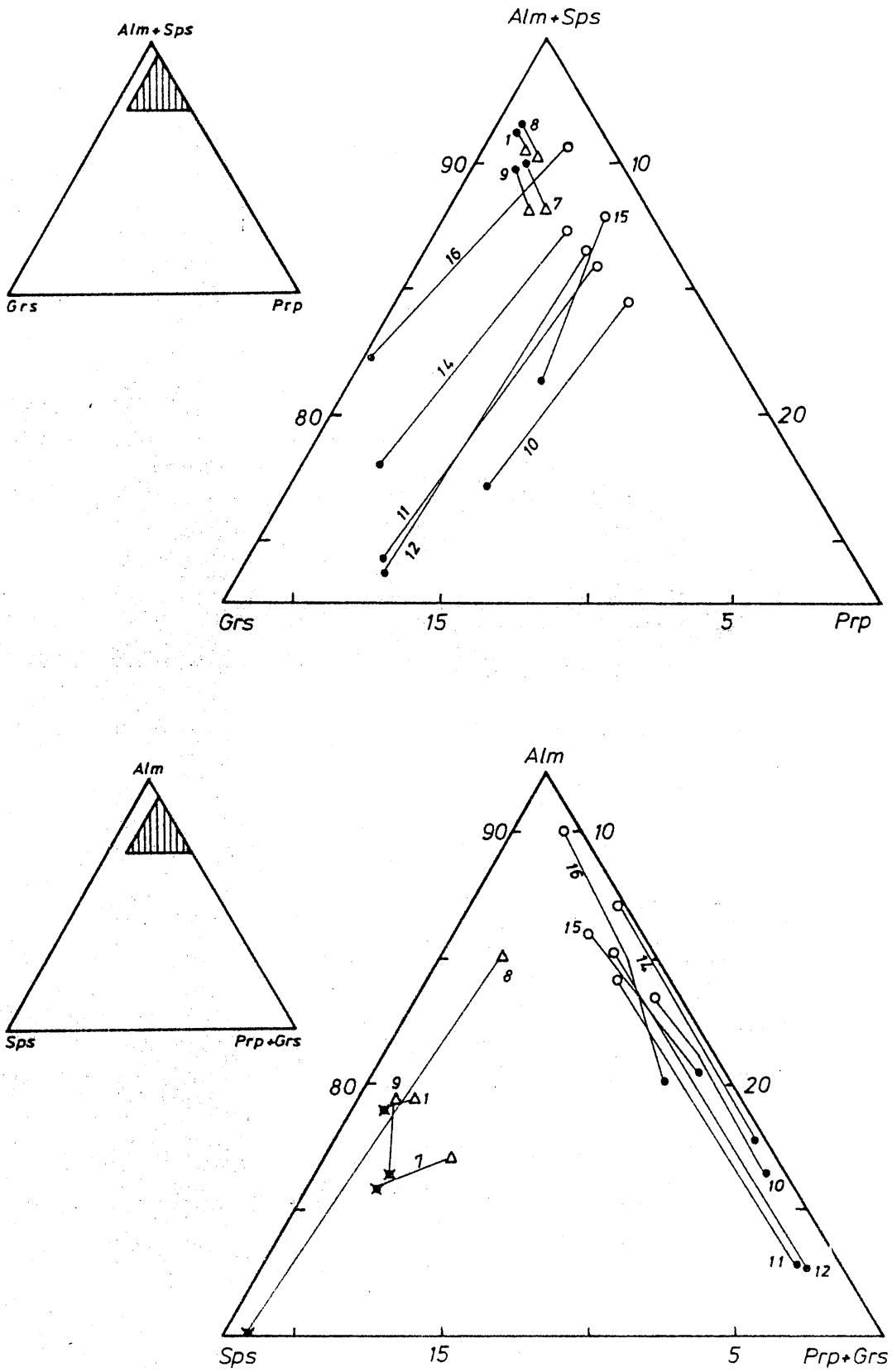


Fig. VI.7. Zonación composicional de los granates de las metapelitas del zócalo del Manto del Mulhacén. Granates idioblásticos prealpinos: (✱) centro, (Δ) periferia. Granates en agregados: (●) centro, (○) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-1).

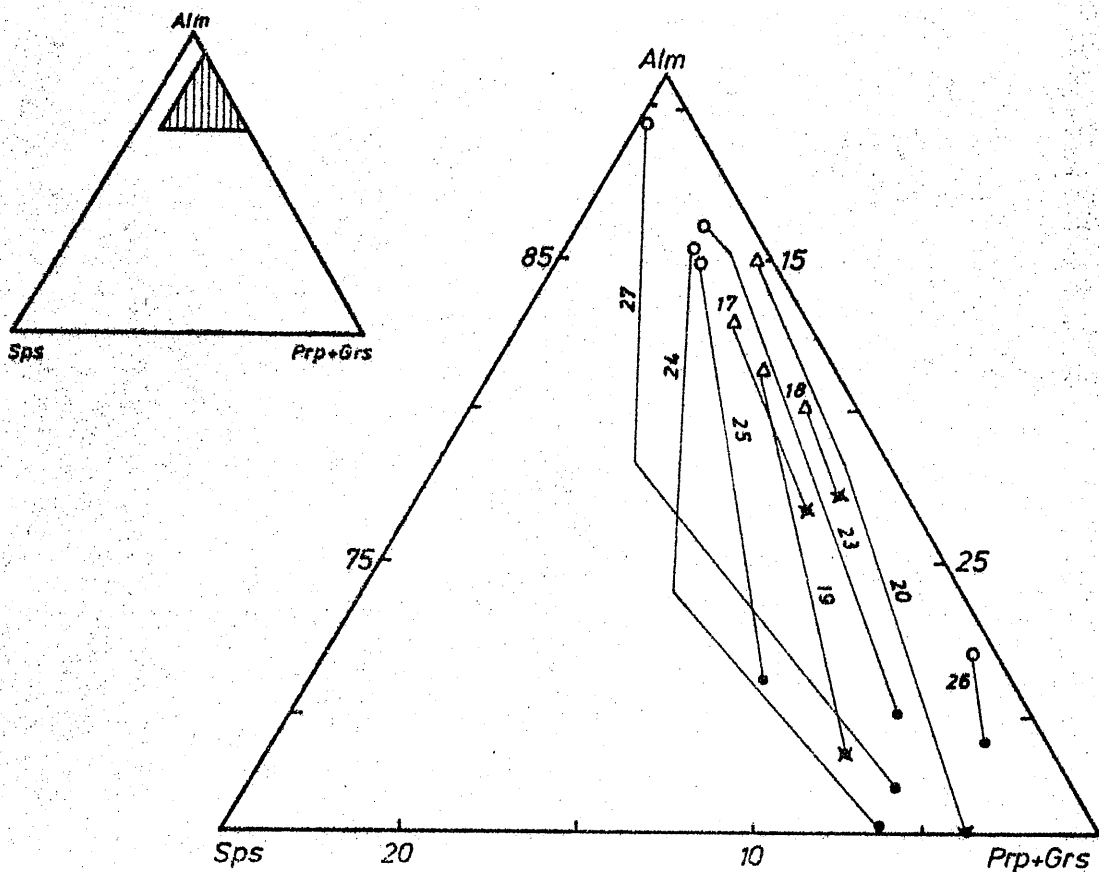
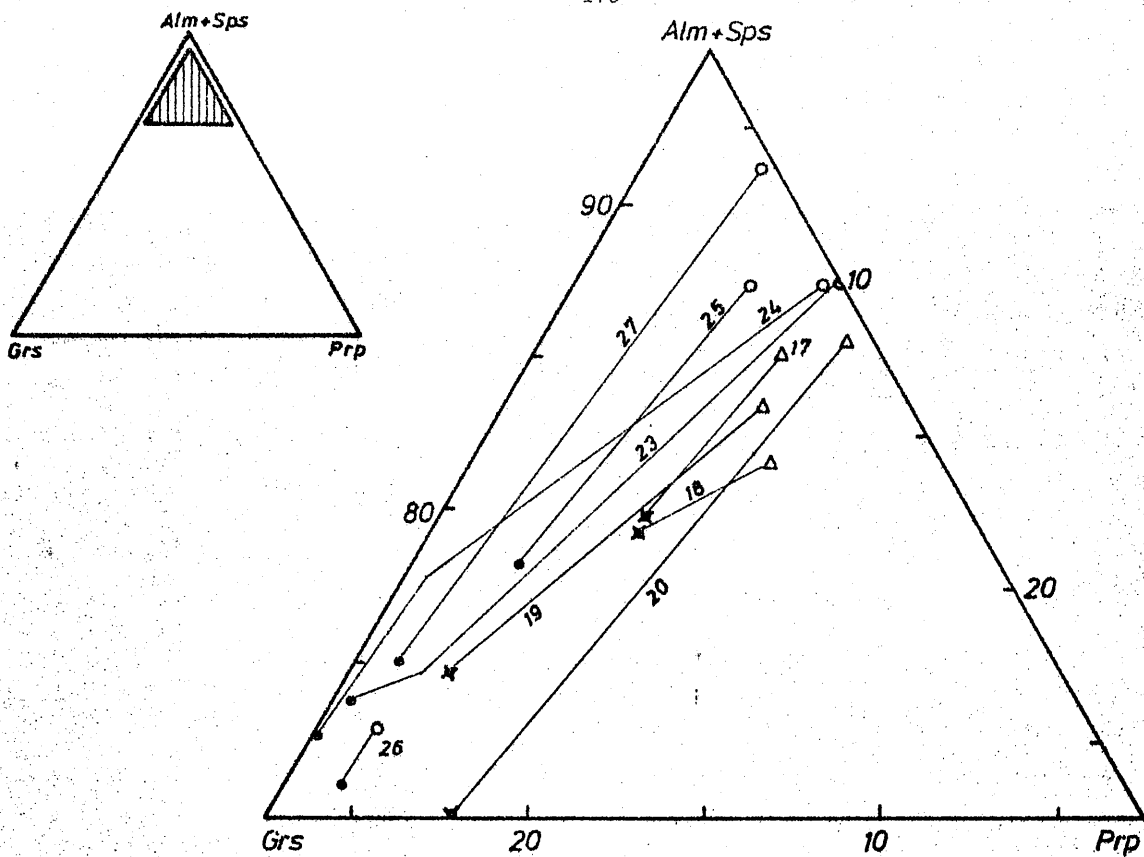


Fig. VI.8. Zonación composicional de los granates de las metapelitas del zócalo del Manto del Mulhacén. Granates grafitosos: (x) centro, (Δ) periferia. Granates peciloblásticos: (\bullet) centro, (\circ) periferia. (Los números corresponden a granates de las tablas del Apéndice A.III-1).

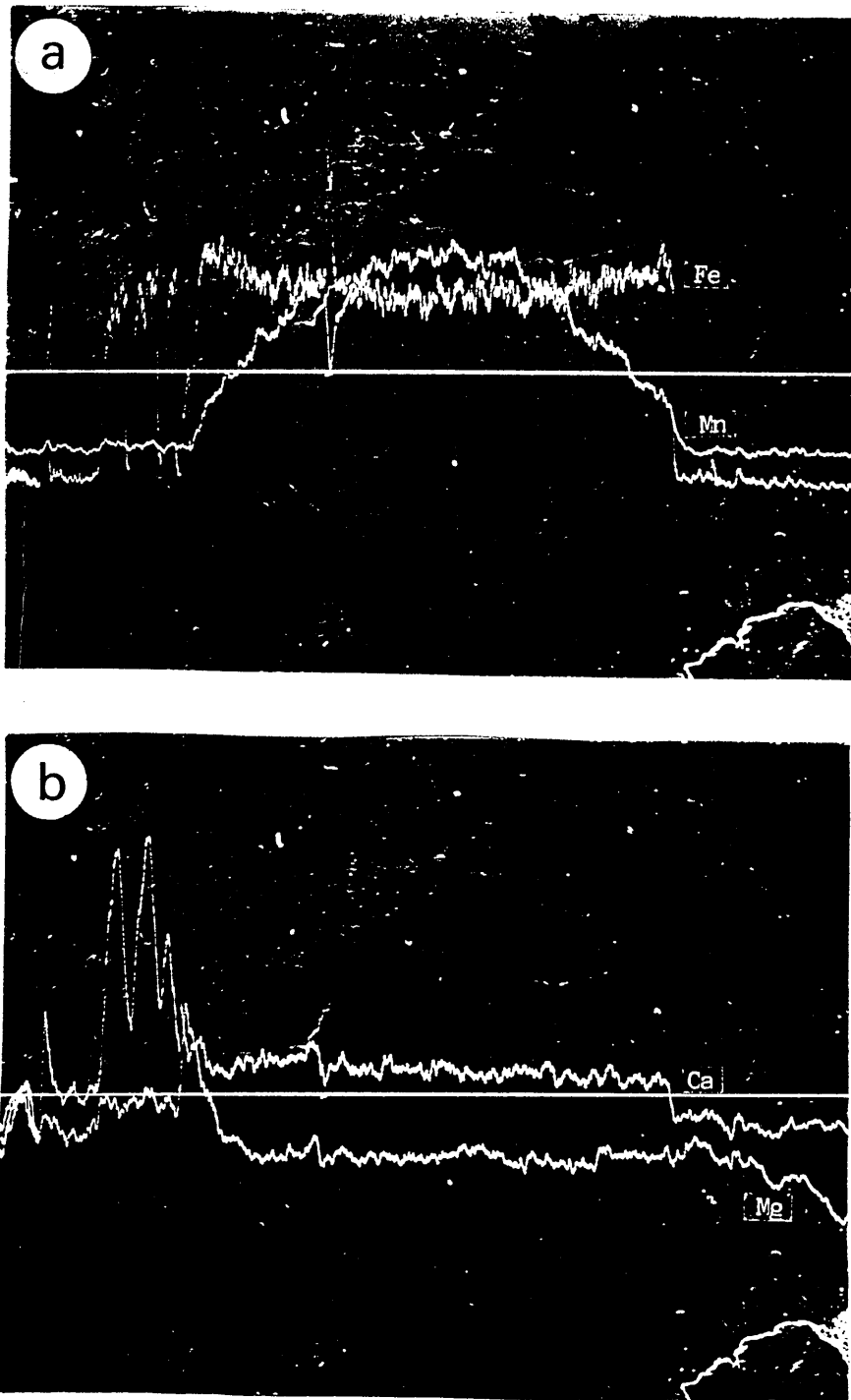


Fig. VI.9. Perfiles de zonación ("line scan") de granate de tipo idio blástico (NV-296). a) Perfiles de Mn y de Fe; b) perfiles de Ca y de Mg.

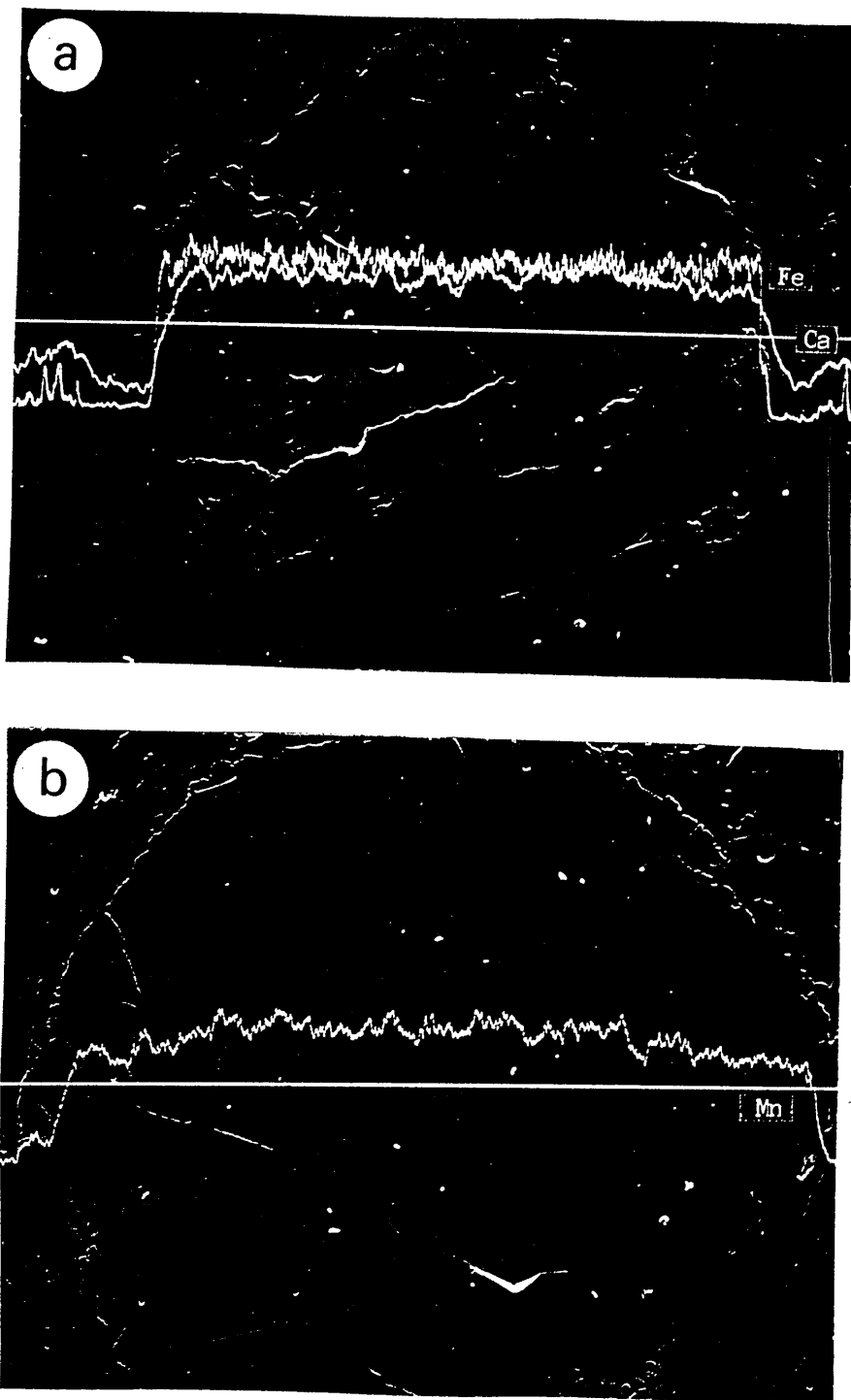


Fig.VI.10. Perfiles de Ca y de Fe (a), y de Mn (b) en granates idio-
blásticos prealpinos con zonación química poco desarrol-
lada.

tes metamórficos, aunque, en este caso, matizado por el carácter poco -
acentuado de los citados perfiles.

La zonación química no es lo suficientemente acusada para modificar el
esquema composicional del granate que responde, tanto en el centro como
en la zona externa, al modelo $\text{Alm} \gg \text{Sps} > \text{Prp} > \text{Grs}$.

Granates en agregados. Estos granates presentan zonación bastante acu-
sada, fundamentalmente respecto al hierro y al calcio (Fig.VI.11). El
contenido en FeO aumenta progresivamente desde el centro a la periferia
del cristal en proporciones comprendidas entre el 5 y el 10%. En com -
pensación, el CaO muestra una importante disminución en el mismo senti
do (media del 71%) hasta descender a valores inferiores al 1% de CaO . -
Las curvas de zonación indican que la evolución de estos elementos no
es uniforme. En el caso del hierro, a partir del centro, el aumento es
muy suave hasta las proximidades de la zona externa en que experimenta
un notable incremento. En relación al calcio, la disminución moderada
en la zona central del cristal se hace más acusada en la zona media, a
partir de la cual el contenido en CaO muestra poca variación o descien
de lentamente hasta la periferia.

Por su parte, las concentraciones de MgO y MnO aumentan desde el centro
a la periferia en la mayor parte de los granates, si bien, en otros, no
experimentan variaciones importantes o bien muestran alguna irregulari
dad.

Los granates en agregados son los que presentan una mayor concentra -
ción en TiO_2 (valores medios iguales a 0,14%). La distribución del ti -
tanio origina perfiles más o menos irregulares, que pueden tener más -
de un máximo, dentro de una tendencia general en la que el contenido -
en TiO_2 en el borde de los cristales representa una disminución del 65%
respecto al centro (Fig.VI.11).

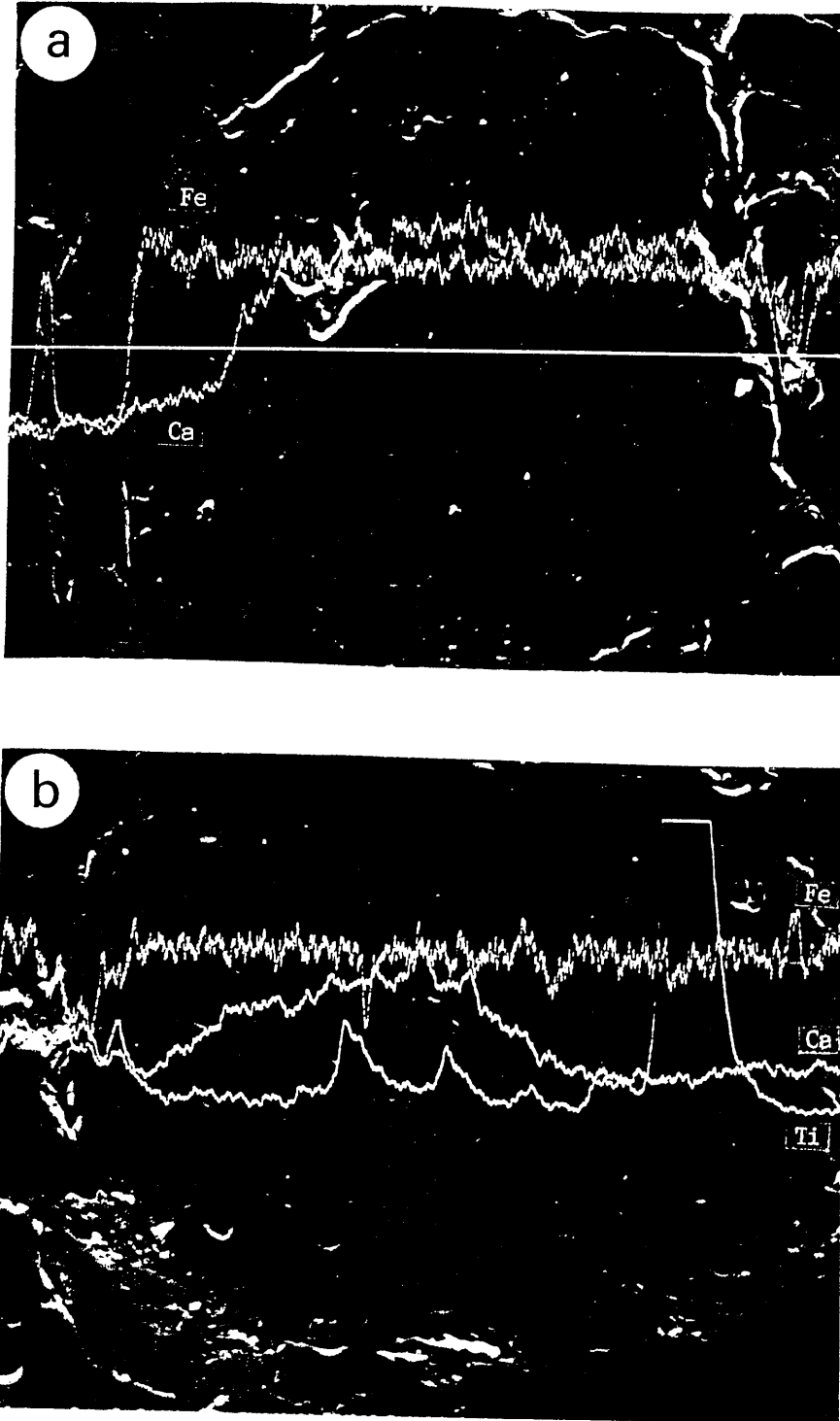


Fig.VI.11. Perfiles de zonación de Ca, Fe y Ti de granates en agregados. El Mn y Mg muestran poca variación.

En resumen, los granates pequeños que constituyen los agregados presentan zonación normal para el FeO, MgO y CaO e inversa para el MnO. El centro de los cristales posee una composición del tipo: Alm \gg Grs \approx Prp $>$ Sps mientras que en la zona periférica la composición es, en general, Alm \gg Prp $>$ Grs $>$ Sps.

Los granates de características texturales semejantes a los anteriormente descritos, pero desarrollados sobre porfiroblastos de estaurolita parcialmente sericitizada, presentan un quimismo que estrictamente no corresponde a ninguno de los grupos de granates distinguidos en el zócalo. Se caracterizan fundamentalmente por su alto contenido en FeO (35 - 39%), encontrándose los demás componentes en concentraciones intermedias entre los distintos grupos de granates. La zonación de los granates desarrollados sobre estaurolita es de tipo normal para los cuatro cationes bivalentes mayoritarios. El aumento en la proporción de FeO y MgO desde el centro a la periferia está contrarrestado por la disminución en el contenido en CaO y MnO en el mismo sentido. Porcentualmente, la variación zonal es muy importante para el MnO, CaO y MgO ($>45\%$) y moderada para el FeO(11%).

Granates grafitosos. Los datos químicos, composición y tendencias de zonación, confirman la equivalencia entre los cristales grafitosos aislados y los recrecimientos ricos en grafito de los granates idioblásticos, deducida, primeramente, a partir de criterios texturales.

La zonación composicional es, en ambos casos, muy marcada (Fig.VI.12 y VI.13). Se caracteriza por un aumento general de las concentraciones de FeO y MgO desde el centro hacia la periferia, y por una disminución en el sentido del CaO, MnO y TiO₂. Porcentualmente, la variación más pequeña la experimenta el FeO (16%), mientras que los cuatro restantes

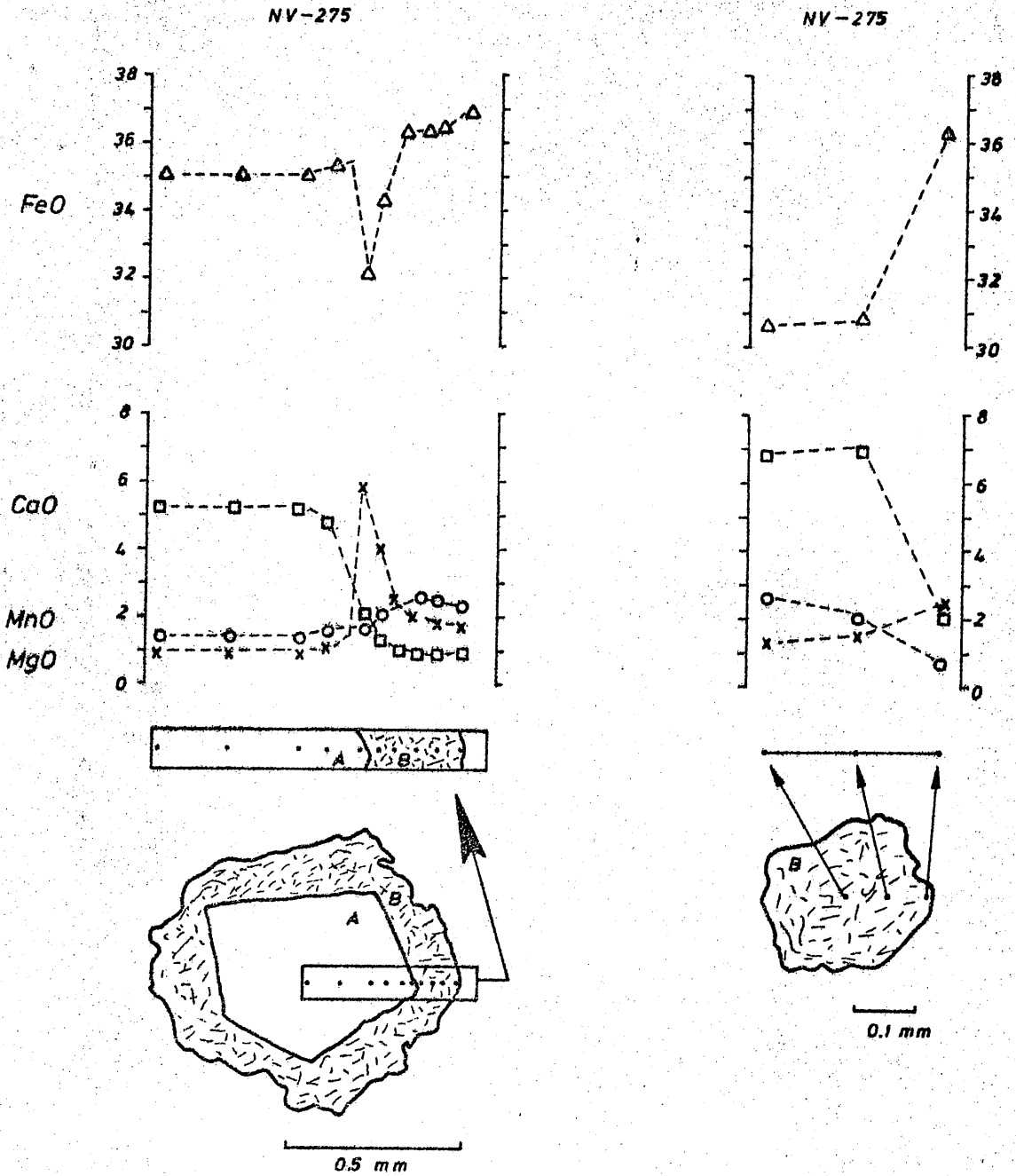


Fig.VI.12. Zonación química en granates del zócalo del Manto del Mulhacén. a) Idioblasto prealpino con recrecimiento grafitoso; b) granate de tipo grafitoso (alpino).

superan el 55%. En consecuencia, el esquema composicional varía desde el centro de los cristales donde $\text{Alm} \gg \text{Grs} > \text{Prp} > \text{Sps}$ a la periferia, caracterizada por $\text{Alm} \gg \text{Prp} > \text{Grs} > \text{Sps}$.

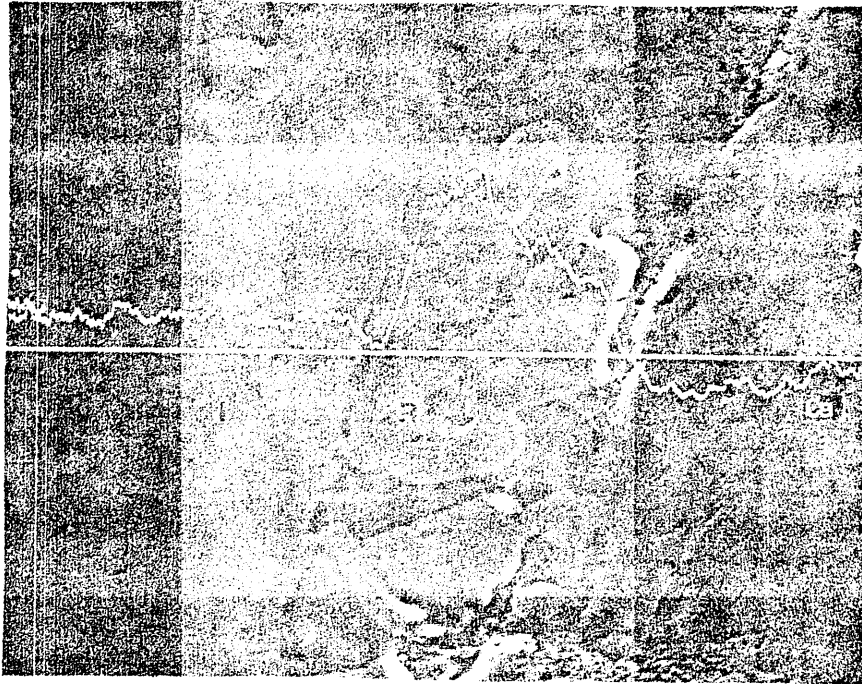


Fig.VI.13. Perfil de Ca en granate idioblástico (I) recristalizado (R).

Pueden establecerse dos evoluciones contrapuestas entre parejas de cationes: por una parte, hierro y calcio, y por otra, manganeso y magnesio. En el primer caso, la zonación es de tipo normal y los perfiles muestran una sola tendencia, aunque opuesta para el hierro respecto al calcio. En el segundo, la zonación es también de tipo normal desde el centro hasta las proximidades de la zona más externa del cristal donde se produce una inversión: el contenido en MnO aumenta ligeramente hacia el borde del cristal y, simultáneamente, el MgO disminuye en la misma orientación (Fig. VI.12.).

Granates peciloblásticos. Este tipo de granates está constituido, habitualmente, por un núcleo sincinemático rico en inclusiones de cuarzo y una aureola externa sin inclusiones. Cada una de estas dos zonas poseen un quimismo y una zonación distintos, que al superponerse da lugar a perfiles complejos y, a veces, diferentes incluso en cristales de una misma muestra. Conviene, por tanto, tratar por separado los perfiles del núcleo y de la aureola externa.

El núcleo sincinemático difiere de la zona externa, fundamentalmente, en la elevada concentración de CaO. La zonación en el núcleo puede catalogarse como de tipo normal y es poco acentuada, excepto para el manganeso. El contenido en FeO aumenta ligeramente desde el centro del cristal, en proporción inferior al 5%. El MgO suele mostrar poca variación, aunque tiende a elevarse en el mismo sentido que el FeO. El MnO es el calcio que presenta una distribución zonal más pronunciada, consecuencia de la rápida disminución en el contenido en manganeso desde el centro a la periferia del cristal. El CaO se distribuye con bastante irregularidad y origina perfiles con fluctuaciones de hasta un 10%, pero sin definir una tendencia de aumento o disminución en ningún sentido (Figs. VI.14; VI.15 y VI.16).

La transición del núcleo central a la zona externa está perfectamente marcada por un escalón en los perfiles de zonación, en algunos casos, extraordinariamente acusado. Este salto es más patente para el calcio y el hierro, aunque en sentidos opuestos. El primero sufre una fuerte disminución y el segundo un aumento al alcanzar la zona externa. Por su parte, el manganeso y el magnesio también acusan la transición mediante un incremento en sus concentraciones aunque mucho más moderado que en los casos anteriores.

En el interior de la zona externa el hierro y el calcio evolucionan en sentido opuesto. La concentración de FeO continúa en aumento hasta al

canzar los valores máximos en los bordes del granate (39% en FeO). El CaO disminuye progresivamente en el mismo sentido hasta valores inferiores al 1%. La zonación del MnO y MgO está peor definida. A partir de la transición, la concentración de ambos óxidos se incrementa hasta el borde, aunque algunos perfiles revelan una disminución de manganeso y magnesio en las proximidades del borde del granate (Fig. VI.15. a VI.17.).

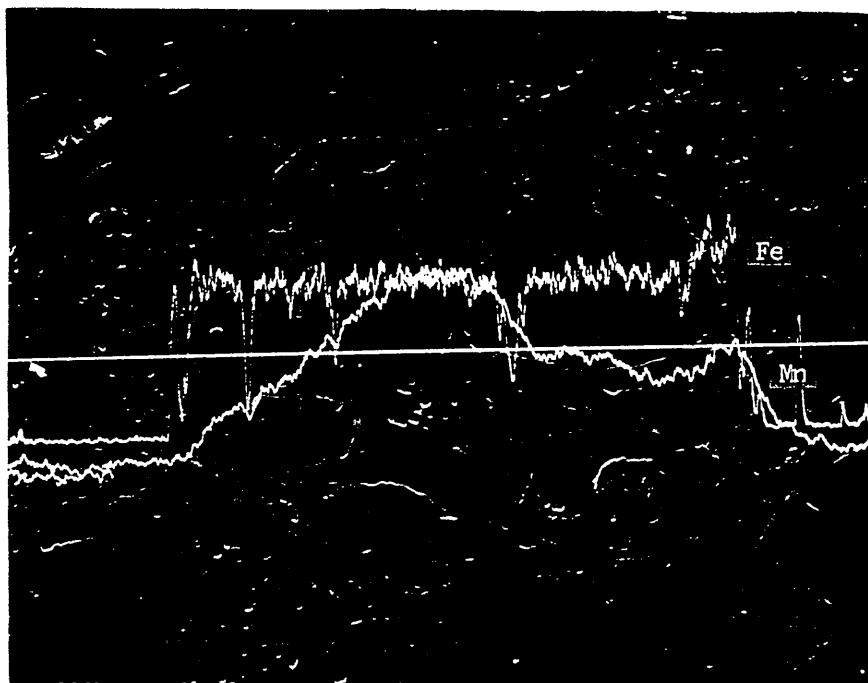


Fig. VI.14. Perfiles de Fe y Mn en un granate de tipo peciloblástico.

Todos estos aspectos relativos a la zonación química complican el esquema composicional del granate. En la parte central del núcleo peciloblástico la composición es del tipo $Alm \gg Grs > Prp \ll Sps$, que evolu -

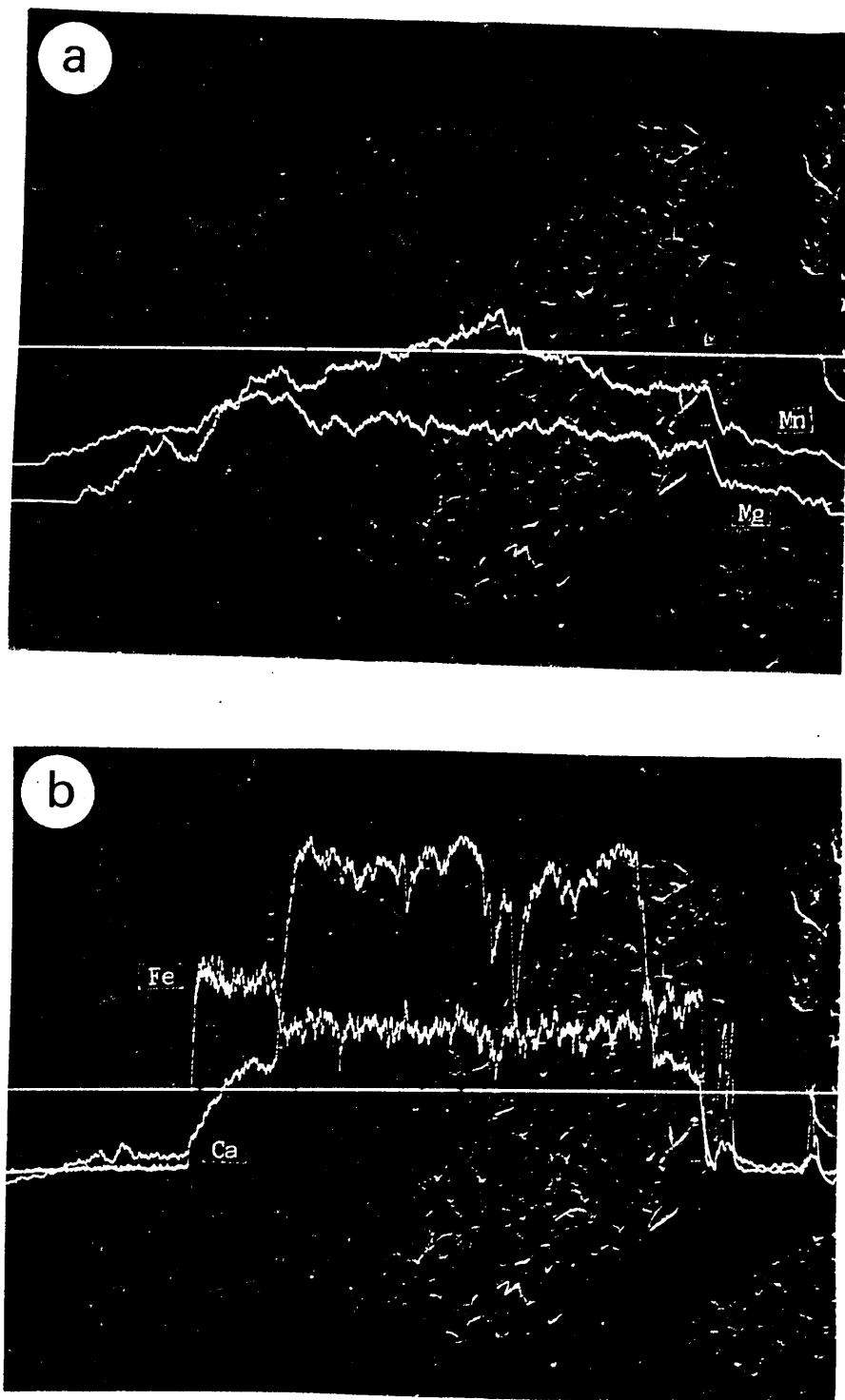


Fig.VI.15. Zonación química en granates de tipo peciloblástico (en el caso de la figura el cristal contiene solo pequeñas inclusiones). a) Perfiles de Mn y de Mg; b) perfiles de Fe y de Ca.

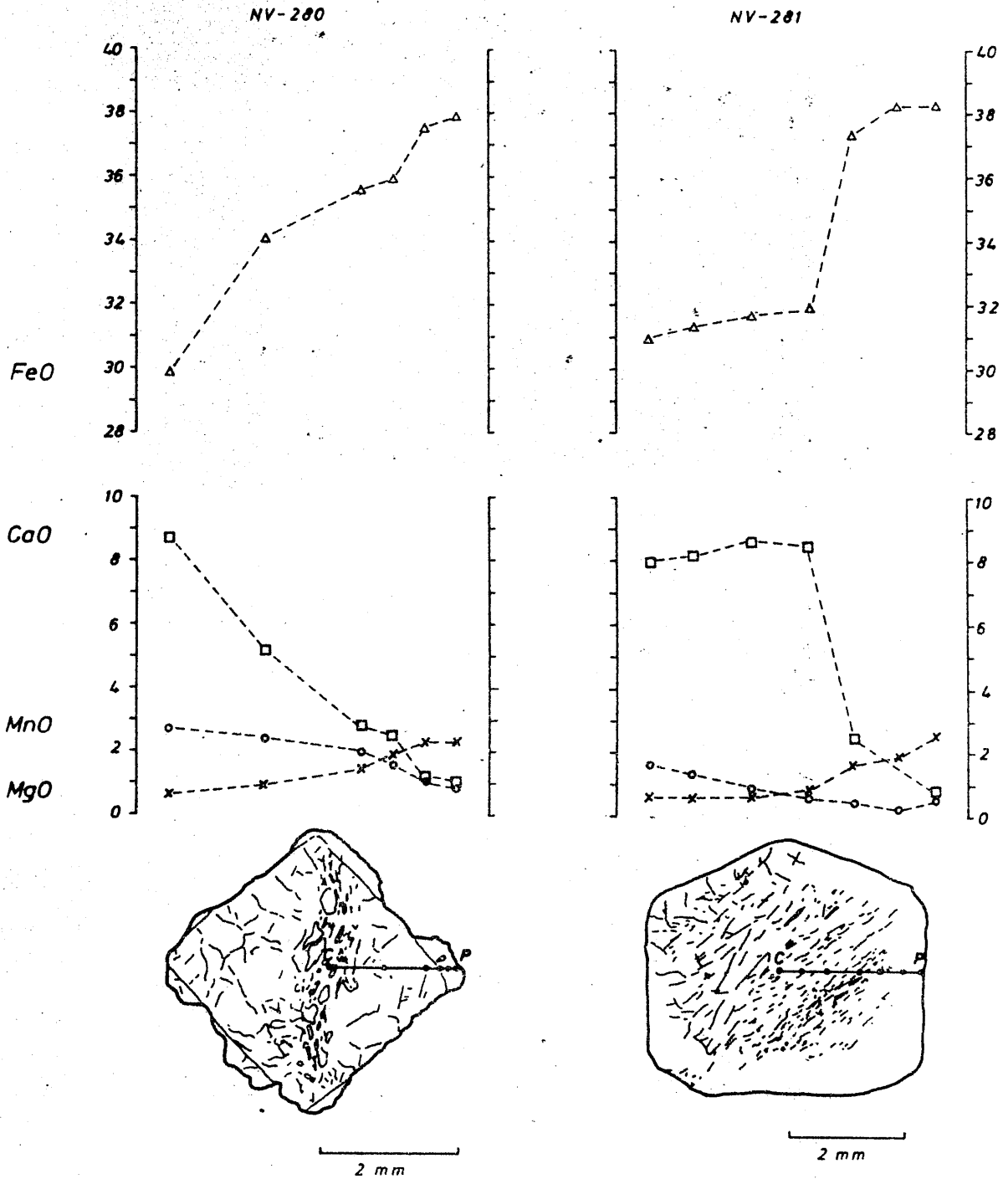


Fig.VI.16. Perfiles de zonación química de granates de tipo peciloblástico (alpinos) del zócalo del Manto del Mulhacén.

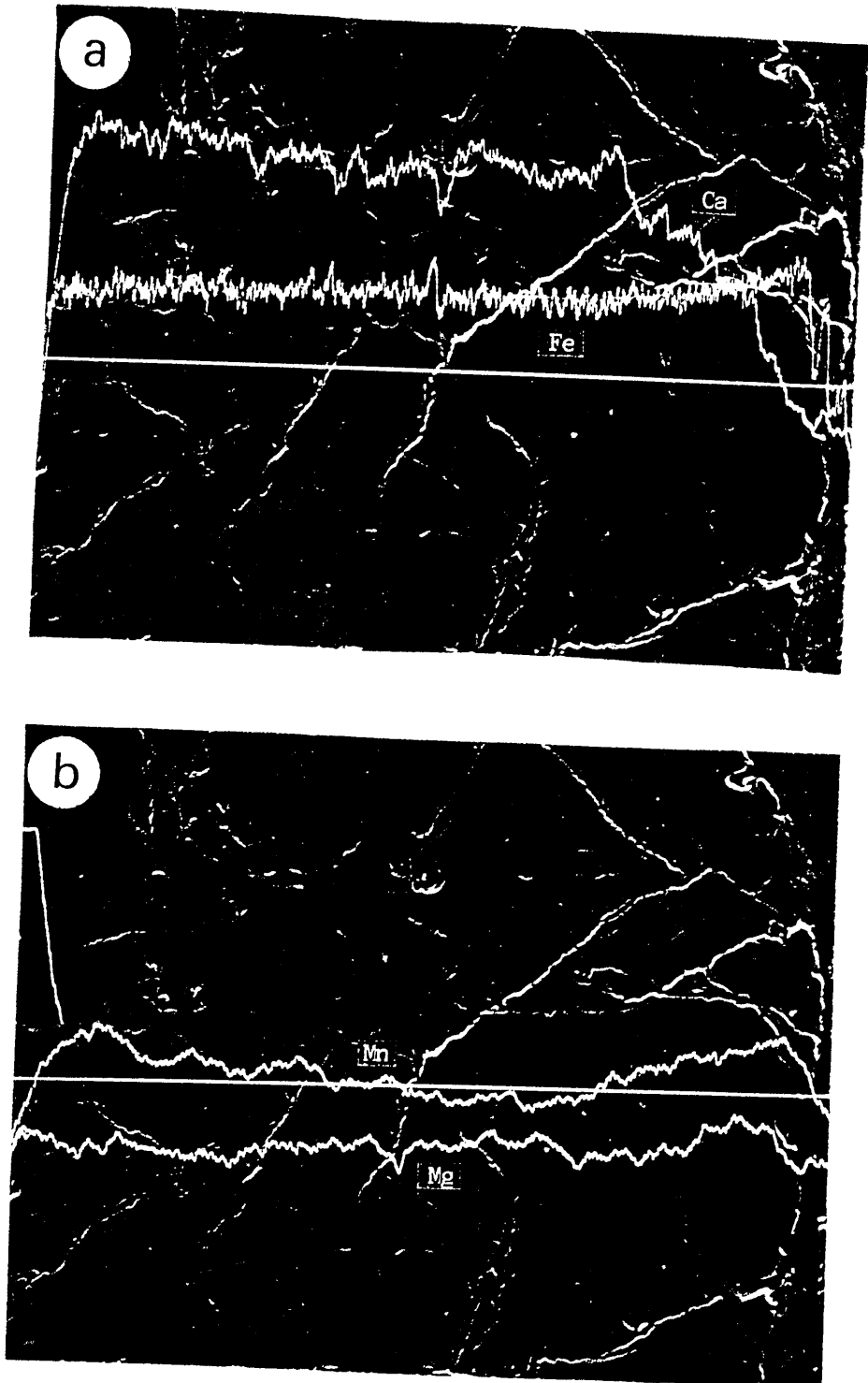


Fig.VI.17. Detalle de la zonación química en la zona externa (E) de granates de tipo peciloblástico. a) Perfiles de Ca y de Fe; b) perfiles de Mn y de Mg.

cionan en la parte exterior del núcleo a Alm >> Grs > Prp > Sps. En la zona externa, la composición es del tipo Alm >> Prp > Grs > Sps.

En resumen, prácticamente la totalidad de los granates de las rocas del zócalo del manto del Mulhacén muestran zonación composicional. El hierro es el único catión que en todos los grupos de granates diferenciados presenta idéntico patrón de distribución: su contenido incrementa progresivamente desde el centro a la periferia del cristal. La evolución del magnesio es sensiblemente paralela a la del hierro, aunque a veces se distribuye casi homogéneamente, o con poca variación. El manganeso y el calcio presentan tendencias distintas según el tipo de granate que se considere. El contenido en titanio es bastante bajo en los granates analizados; sin embargo, en los dos grupos en que se encuentra en proporciones más altas (granates en agregados y granates grafitosos) su concentración disminuye notablemente desde el centro al borde de los cristales.

El modelo de zonación de tipo normal es aplicable estrictamente a los granates de tipo grafitoso y, con algunas matizaciones referentes a la distribución del calcio, a los granates idioblásticos y a los núcleos sintectónicos de los granates peciloblásticos. Los granates en agregados y las zonas de recrecimiento de peciloblastos presentan, de modo general, una distribución de tipo normal para el hierro, calcio y magnesio e inversa para el manganeso.

Dejando aparte el componente almandínico, que el más abundante en cualquier zona del granate, existe una tendencia general a que en la parte central de los cristales predominen los componentes grosularítico y espesartítico, y en la periferia el componente piropo.

Relación entre zonación textural y zonación química.

En la descripción de los perfiles de zonación se ha aludido a su relación con aspectos texturales del granate; por tanto, aquí se resumen las relaciones entre zonación textural y composicional, y se indican algunos hechos a los que anteriormente no se ha hecho referencia.

En primer lugar, cada uno de los cuatro grupos texturales de granates que se han establecido presentan quimismo y tendencias de zonación definidas, y diferentes entre sí.

Los granates están químicamente zonados independientemente de que texturalmente lo estén o no. Este hecho es particularmente evidente en los granates idioblásticos, que se muestran completamente homogéneos desde el punto de vista textural.

En los cristales constituídos por dos o más zonas texturales superpuestas, estas son correlacionables con variaciones composicionales: cambios en las tendencias de zonación o modificaciones bruscas de pendiente en los perfiles de concentración. Estas situaciones están perfectamente ilustradas en los granates idioblásticos recrecidos y en los granates peciloblásticos con aureola externa sin inclusiones.

El estudio de los perfiles de zonación ha permitido constatar equivalencias establecidas basadas en criterios exclusivamente texturales entre zonas de recrecimiento de cristales y nuevas fases de nucleación de granates. Por otra parte, ha posibilitado diferenciar sucesivas fases de crecimiento en granates texturalmente homogéneos o con disposiciones texturales mal definidas.

VI.2. GRANATES DE LAS SERIES DE LA COBERTERA

VI.2.1. GRANATES EN ROCAS PELITICAS Y GNEISES.

ASPECTOS TEXTURALES

El granate es uno de los minerales mayoritarios en las metapelitas de la cobertera del manto del Mulhacén. Forma parte de casi todas las variedades de micasquistos en proporciones modales variables que alcanzan, en algunos casos, el 10-15% y constituye, habitualmente, el tercer componente en orden de abundancia, tras el cuarzo y la mica incolora.

Atendiendo a sus características morfológicas y texturales pueden distinguirse varios tipos de granates, los cuales, con ligeras variaciones, se presentan en la mayor parte de las rocas estudiadas.

El tipo más ampliamente difundido, especialmente en la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos, lo constituyen porfiroblastos caracterizados, en el caso más completo, por la presencia de dos zonas texturales bien definidas: un núcleo peciloblástico y una zona externa con escasas inclusiones. Estos granates se presentan en cristales de orden milimétrico (generalmente entre 1 y 6 mm), aunque en algunas muestras pueden alcanzar tamaños mayores, de hasta 2 cm de diámetro.

Su morfología es muy variable y está relacionada, en gran parte, con la proporción cuarzo/mica existente en la roca. En niveles muy ricos en cuarzo se desarrollan granates de tipo esquelético, con abundantes inclusiones, que en los casos más extremos limitan el granate propiamente dicho a estrechos dominios crecidos intergranularmente. En niveles ricos en mica, el granate desarrolla hábitos cristalinos mejor conformados de carácter idio- o hipidioblástico (Lámina XI, a-d).

Los núcleos peciloblásticos de estos granates incluyen gran cantidad de cristales de diversa naturaleza, según el tipo de roca, entre los que predomina ampliamente el cuarzo. Otras inclusiones que pueden estar presentes son: rutilo, menas opacas, mica incolora, epidota, turmalina, plagioclasa, glaucofana, cloritoide, distena, estuarolita y grafito. Algunos de estos minerales, glaucofana y cloritoide fundamentalmente, se presentan en ciertas rocas exclusivamente como inclusiones en el granate.

La distribución y disposición de las inclusiones origina una serie de texturas notablemente diversificada, situación que se vé complicada a causa del efecto de corte en lámina delgada. De modo general, las inclusiones se disponen más o menos ordenadamente definiendo una esquistosidad interna (Si). Esta esquistosidad adopta formas sigmoidales que evidencian un crecimiento sintectónico del granate, durante el cual se ha producido una rotación moderada (generalmente inferior a 90°) del cristal. Excepcionalmente, se observan en algunas muestras texturas que indican rotaciones superiores; tal es el caso de la disposición de las inclusiones de cuarzo que forman espirales dobles concéntricas. Este modelo de distribución de inclusiones, descrito detalladamente por Schoneveld (1977), se produce al incorporar el granate, durante su crecimiento rotacional, minerales (fundamentalmente cuarzo) que están recrystalizando continuamente en las sombras de presión que se originan por la deformación heterogénea de la matriz en torno al granate. La disposición de las espirales en los granates estudiados indica una alta relación entre la velocidad de crecimiento y velocidad de rotación, y permite estimar la rotación máxima simultánea al crecimiento en valores algo superiores a $180-200^{\circ}$ (Lámina XI, e, f).

Los núcleos peciloblásticos descritos anteriormente, están rodeados, aunque no en todos los casos, por una zona externa que tiende a idiomorfizar al granate. Esta zona se caracteriza por la escasez o ausencia de

inclusiones, aunque la naturaleza de las mismas sea prácticamente idéntica a la de los núcleos. La amplitud de la zona externa difiere de unos cristales a otros, incluso en una misma lámina delgada. Así, en algunos granates representa un volumen superior al 80% del total, mientras que - en otros se limita a una delgada envoltura, en ocasiones discontinua. Su morfología sugiere, en algunos casos, la existencia de una tercera zona, pero la observación detallada de la disposición de las inclusiones y - otros argumentos de tipo químico evidencian que la formación de la zona más externa, independientemente de su morfología, corresponde a una única fase de blastesis (Lámina XII, a-d).

En la formación de micasquistos granatíferos los porfiroblastos son de menor tamaño (1-2 mm) y se caracterizan, fundamentalmente, por la menor proporción de inclusiones en el núcleo y el buen desarrollo de la zona externa (Lámina XIII, a, b).

En algunos granates, la parte central apenas contiene inclusiones y - ello dificulta o impide poner de manifiesto la existencia de zonaciones texturales tal como se ha descrito previamente. Los porfiroblastos aparecen, en este caso, con aspecto homogéneo y casi siempre idioblástico, rodeados por la esquistosidad más patente de la roca (S_2) (Lámina XIII, c).

En algunas variedades de micasquistos de grano fino o medio y en variedades ricas en grafito es frecuente la existencia de granates de pequeño tamaño (inferior a 0,5 mm) con formas variables desde idioblásticos a alargados según la esquistosidad más aparente. Contienen muy pocas inclusiones, cuarzo, grafito y rutilo fundamentalmente, que tienden a concentrarse en la parte central del cristal. Raramente puede observarse una distribución ordenada de las inclusiones, pero cuando así ocurre adoptan disposiciones de tipo sigmoidal con pequeña curvatura.

Los micasquistos de grano fino (de aspecto filitoso) ricos en turmalina, localizados en la parte media-superior de la serie de cobertera, -

contienen un único tipo de granate de características parcialmente semejantes al tipo precedente. Se trata también de granates de pequeño tamaño, normalmente entre 100 y 400 micras, totalmente idiomorfos y con escasas inclusiones (cuarzo, ilmenita y, a veces, grafito) preferentemente concentradas en el núcleo. Se encuentran diseminados en la roca, o en concentraciones muy notables, de varios cientos o miles de cristales, en niveles bien definidos, en los que es el mineral más abundante. El porcentaje modal de este tipo de granates varía entre el 5 y el 10%, pudiendo llegar en determinadas muestras al 15% (Lámina XIII, f; XIV, a, b).

En los gneises, el granate es muy escaso en comparación con los micasquistos. Sólo se ha encontrado en un 25% de las muestras recogidas y siempre en cantidades muy pequeñas (menos del 1%). Constituye cristales hipidio- o xenomorfos de tamaño medio en torno a 0,5 mm que suelen contener abundantes inclusiones e incluso presentar texturas de tipo esquelético. En algunos casos, se aprecia claramente también la existencia de un núcleo central con inclusiones de cuarzo, ilmenita, epidota, turmalina, rutilo, ... y una zona externa sin inclusiones.

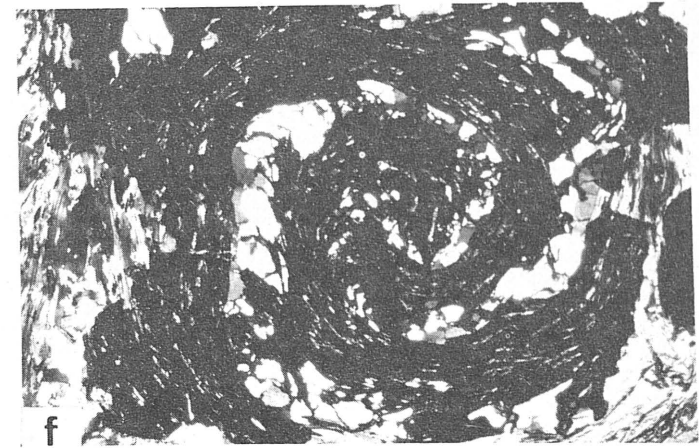
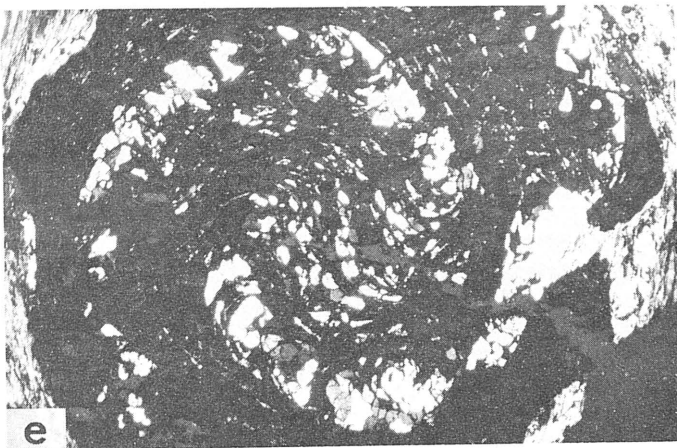
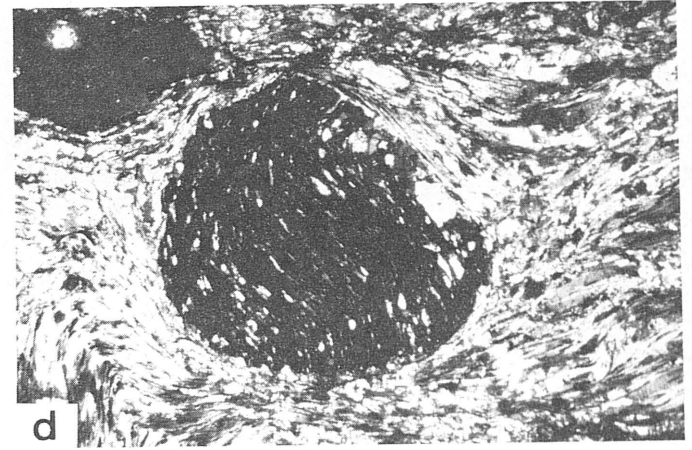
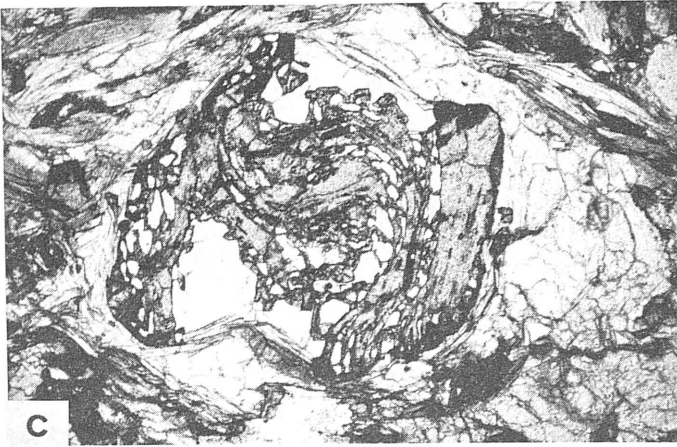
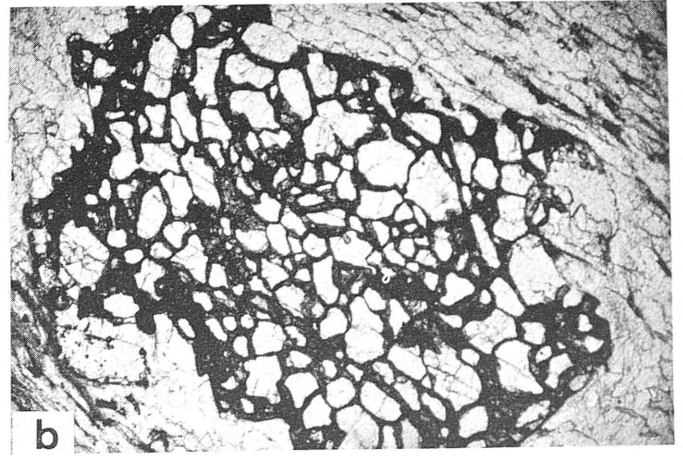
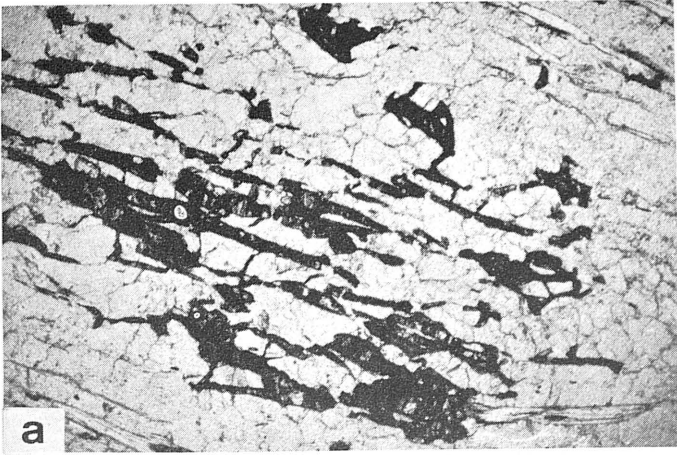
Uno de los aspectos texturales más llamativos en los granates de la cobertera del manto del Mulhacén lo constituye el desarrollo de texturas en atolón. Este tipo de texturas se localizan, exclusivamente, en las variedades de micasquistos granatíferos situados en la parte superior metapelítica de la cobertera (Lámina XIV c-f).

La zona externa está constituida por granate idioblástico, a veces parcial o totalmente alterado a óxidos y/o hidróxidos de hierro. La zona central del atolón está integrada por cuarzo y mica incolora, aunque excepcionalmente la biotita se encuentra en lugar de la mica incolora. Los minerales de la zona central suelen estar recristalizados constituyendo cristales grandes, de modo que es frecuente encontrar un atolón exclusivamente compuesto de tres cristales: granate en el borde, y dos cristales

les grandes, uno de mica incolora y otro de cuarzo, en el centro.

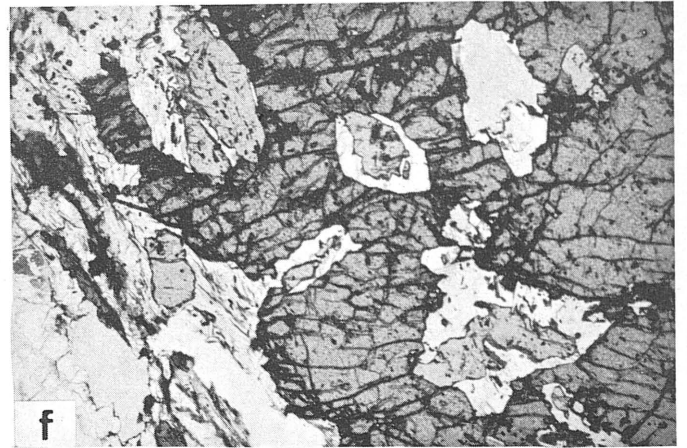
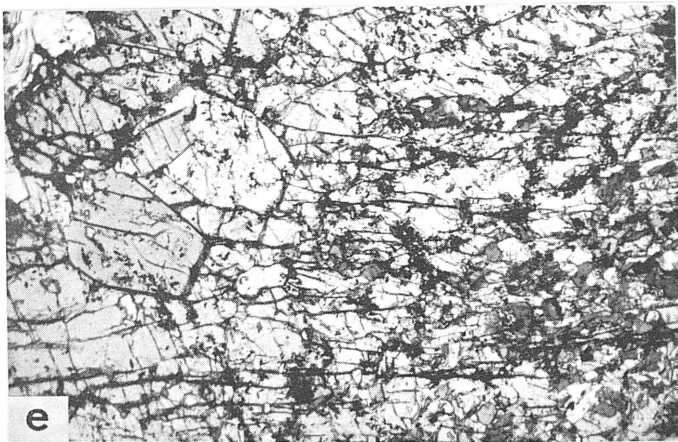
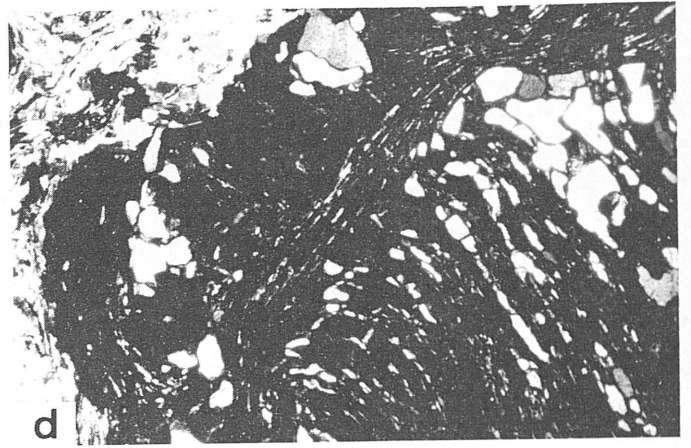
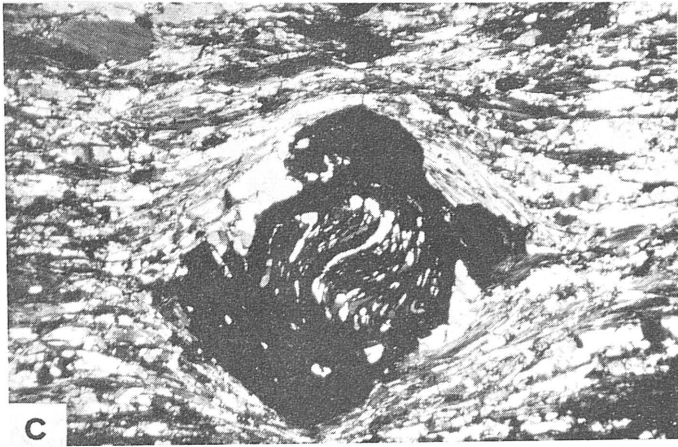
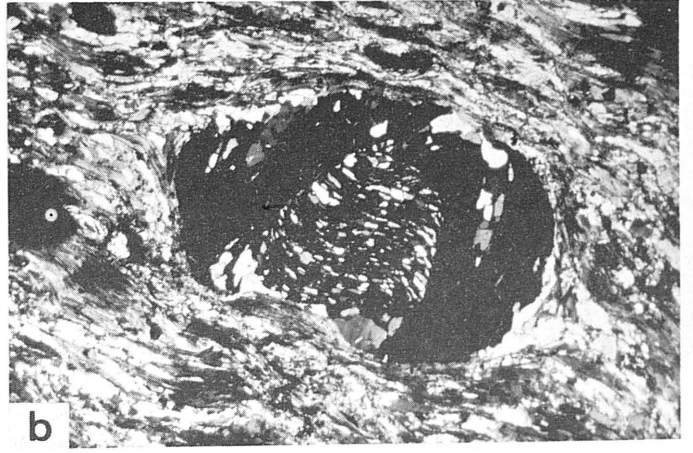
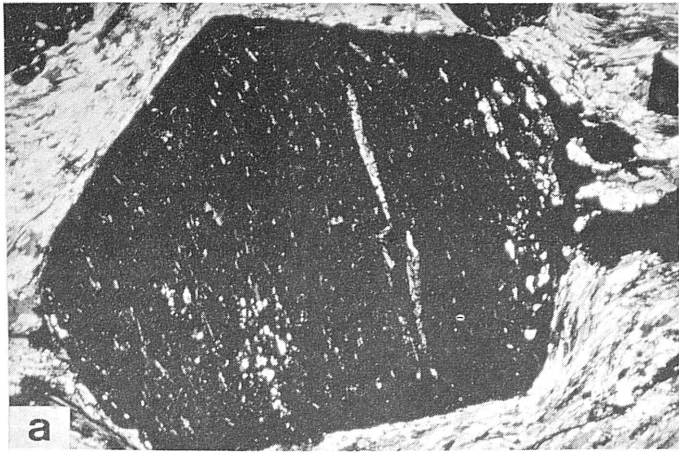
Los rasgos texturales evidencian que la formación de este tipo de textura se ha producido por una transformación selectiva de la parte central del granate por cuarzo y mica incolora. Este proceso puede ser observado en su totalidad, incluso en una misma lámina delgada, ya que existe toda una gama transicional de texturas entre el granate íntegro y el granate del que sólo resta una parte de la zona externa. La transformación aprovecha la red de fracturas, notablemente desarrollada, que existe en el granate, y se inicia en la zona de contacto entre el núcleo de tipo-peciloblástico y el borde de recrecimiento estático. La evolución se realiza en sentido centripeto hasta transformar toda la parte central del granate, quedando en muchos casos pequeños vestigios de granate sin transformar en el interior de cristales de cuarzo o mica. Por el contrario, la zona externa del granate apenas es afectada por la transformación, particularmente si antes quedan zonas de la parte central por transformar.

Un rasgo común en los granates situados es la importante fracturación que presentan. En muchos casos, las fracturas se disponen irregularmente en el cristal y en otros adoptan dispositivos regulares, definidos por lotes de fracturas subparalelas entre sí, y con frecuencia perpendiculares a la esquistosidad principal de la roca, sin continuidad con la matriz. A este lote paralelo de fracturas, a veces, se superpone perpendicularmente otro de menor magnitud originándose una red de fracturación subortogonal. Evidentemente, la fracturación está mucho más desarrollada en los grandes porfiroblastos de granate, ya que son los que originan anisotropías locales más importantes durante las deformaciones D_3 y D_4 alpinas, que son las responsables más importantes de la fracturación. El mecanismo de fracturación es de tipo tensional. Lógicamente la fracturación supone unos caminos fáciles para el intercambio iónico y, por tanto, un lugar preferente por el que progresa la alteración del granate cuando esta tiene lugar.



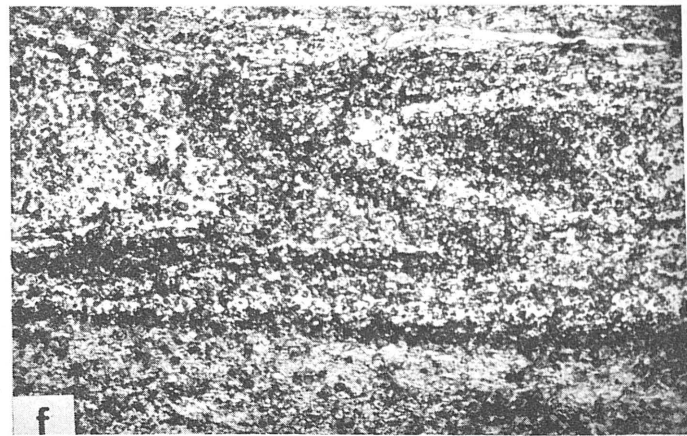
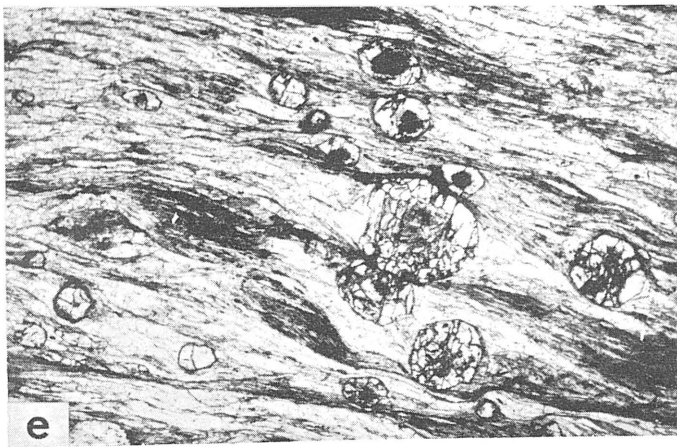
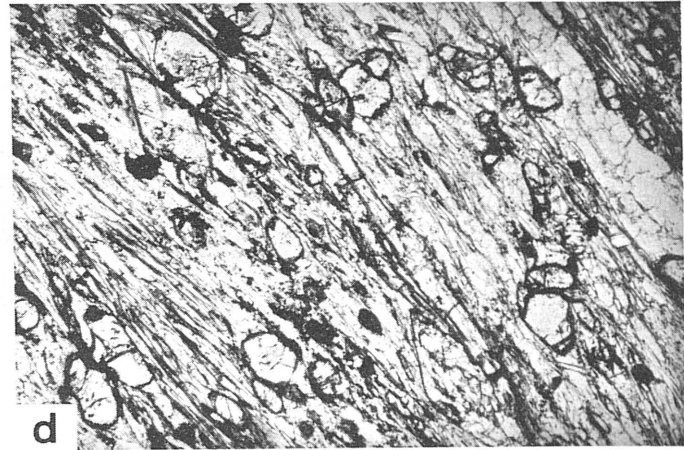
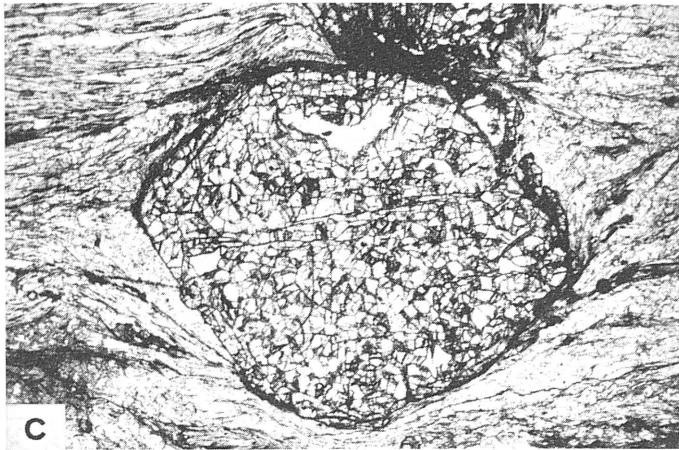
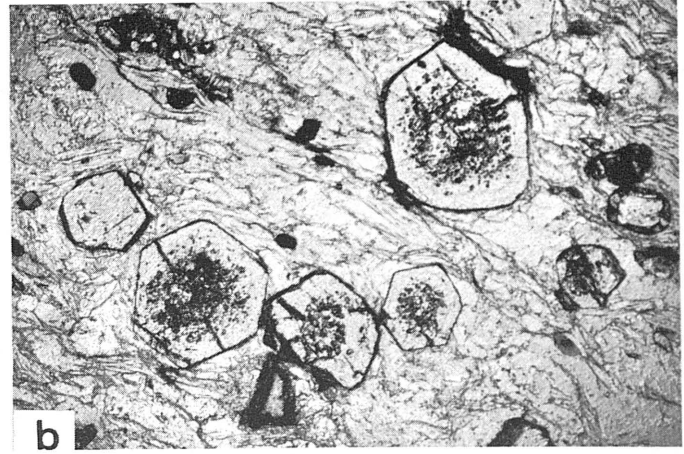
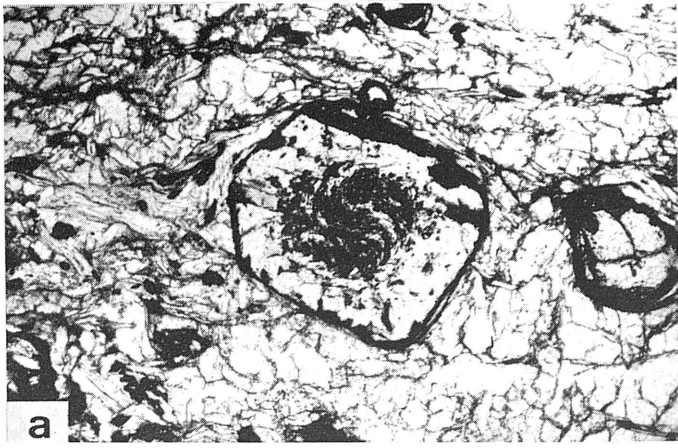
LAMINA XI

- a , b.- Porfiroblastos esqueléticos de granate desarrollados en lechos ricos en cuarzo. Rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén (x25).
- c , d.- Porfiroblastos de granate con inclusiones dispuestas sigmoidalmente (S_i). La forma del granate y la proporción de las inclusiones depende de la naturaleza del lecho en que crece el granate. El cristal (c) corresponde a un lecho rico en cuarzo; (x25); el cristal (d) a un lecho micáceo -- (x13).
- e , f.- Formación de texturas espirales dobles y concéntricas en porfiroblastos sintectónicos de granate. Los granos de cuarzo recristalizados en las sombras de presión son incorporados al granate a medida que éste crece y gira (x10).



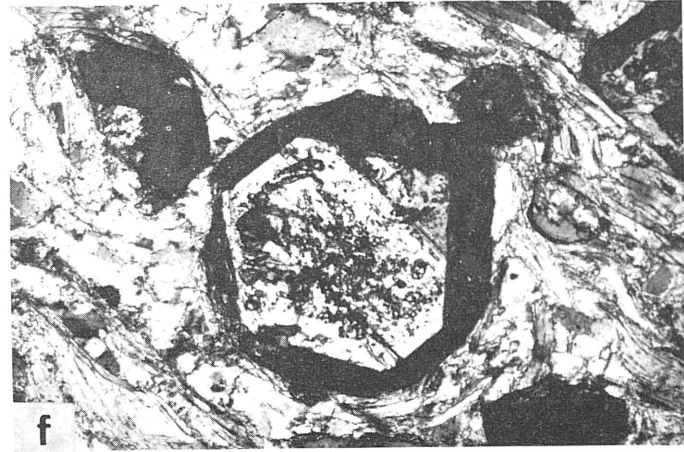
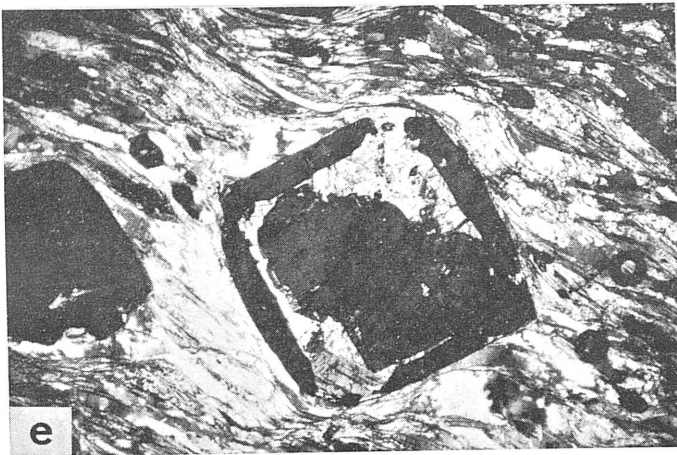
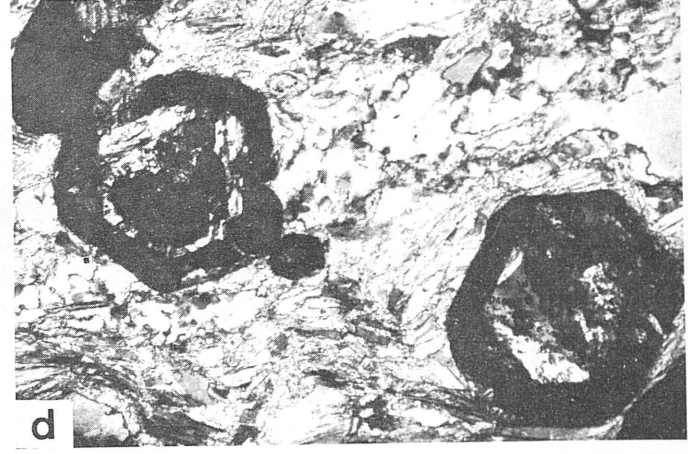
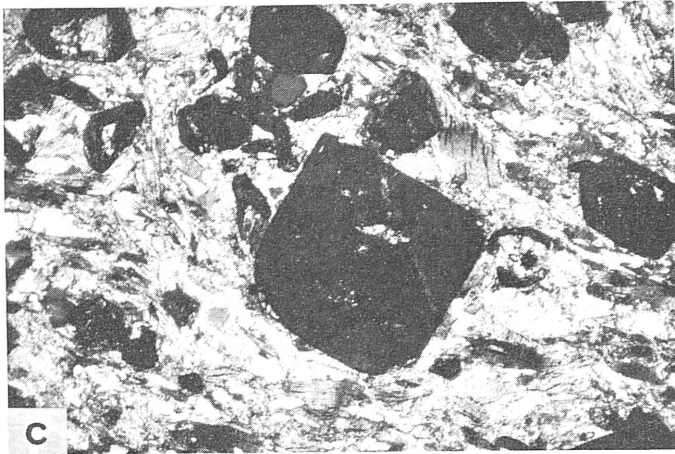
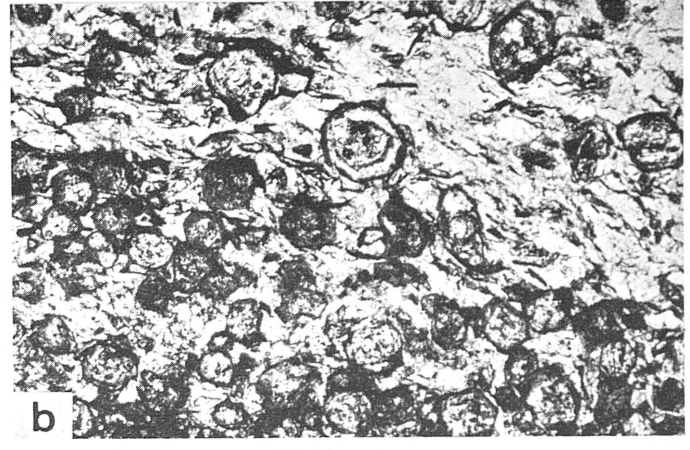
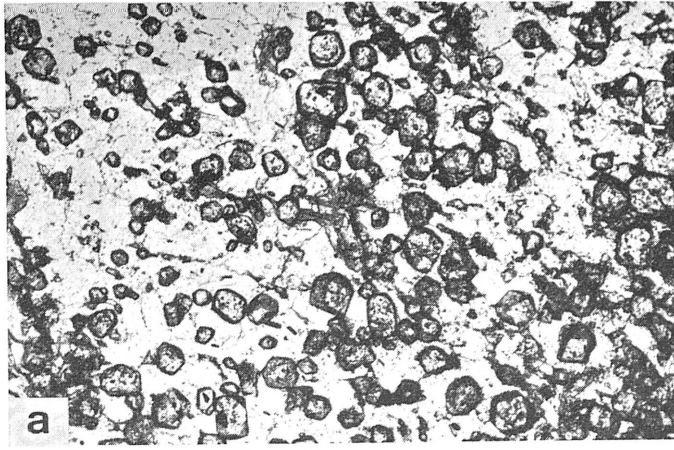
LAMINA XII

- a , b , c.- Diversos grados de desarrollo de la zona de recrecimiento sobre núcleos peciloblásticos en granates de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos (x10).
- d.- Detalle de la zona de recrecimiento. Se aprecia una diferente orientación y naturaleza de las inclusiones respecto al núcleo (x25).
- e.- Aspecto parcial de un gran porfiroblasto de granate de los micasquistos con St, Ky, Cld y Grt. La parte derecha de la foto corresponde al núcleo, con abundantísimas inclusiones de cloritoide (gris oscuro). La parte izquierda corresponde a la zona periférica y muestra inclusiones milimétricas de estauroлита y distena (x10).
- f.- Detalle de la zona periférica de un porfiroblasto de granate, análogo al anterior, con inclusiones de distena parcialmente transformada en mica incolora de grano fino (x13).



LAMINA XIII

- a , b.- Aspecto típico de los granates de la formación de micasquistos granatíferos. La zona externa alcanza un buen desarrollo y origina cristales idioblásticos (a x31 , b x25).
- c.- Porfiroblasto de granate texturalmente homogéneo (x10).
- d , e.- Granates pertenecientes a niveles ricos en grafito intercalados en la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos (d x25 , c x10).
- f.- Concentración de pequeños granates en la formación de micasquistos de grano fino (x10).



LAMINA XIV

LAMINA XIV

- a , b.- Concentración de pequeños granates en lechos cuarzosos - (a) y en lechos micáceos (b) en rocas de la formación de mi casquistos de grano fino (x65).
- c , d , e , f.- Diferentes estadios transicionales de la formación de granates con texturas en atolón. La transformación del núcleo de granates zonados química y texturalmente aprovecha las fracturas existentes y evoluciona en sentido centripeto. La zona central del atolón esta constituida por mica incolora y cuarzo, con algunos restos de granate no transformado-- (c x31 , d y f x65 , e x25).

TAMAÑO Y NUCLEACION

A partir de las medidas del tamaño de los cristales de granate realizadas en una serie de muestras de micasquitos seleccionadas, se han elaborado los histogramas de frecuencias relativas que se representan en las Figuras VI.18. y VI.19. En los gneises el granate es muy poco abundante y no ha sido posible medir un número suficiente de cristales que tenga significación desde un punto de vista estadístico. En la mayor parte de las muestras la distribución es unimodal, simétrica o asimétrica sesgada hacia las clases de mayor tamaño. En ambos casos, la curva de frecuencia puede ser estrecha y con un máximo bien definido que no excede del 40%, o bien, amplia y con máximo difuso inferior al 20%.

Algunas muestras (NV-7 y NV-179) presentan distribuciones bimodales caracterizadas por la existencia de un primer máximo más acusado y un segundo máximo, de menor importancia, situado a valores del radio cristalino aproximadamente dobles que los del primero.

Las curvas de tipo multimodal son poco frecuentes. En estos casos, la distribución es bastante irregular y se define por la existencia de varios máximos con amplitud variable. Estos máximos presentan una tendencia a decrecer en altura hacia las clases de mayor tamaño.

En la Figura VI.20. se han representado las distribuciones de tamaños de acuerdo con el método sugerido por Galwey y Jones (1963,1966) (véase Apéndice I). Se aprecia que en casi todas las muestras se cumple la ecuación propuesta por dichos autores, y a partir de la cual puede obtenerse el valor del parámetro K, que mide el grado relativo de distribución de tamaños. Los resultados obtenidos, así como otros datos referentes a la distribución de tamaños se resumen en la Tabla VI.3.

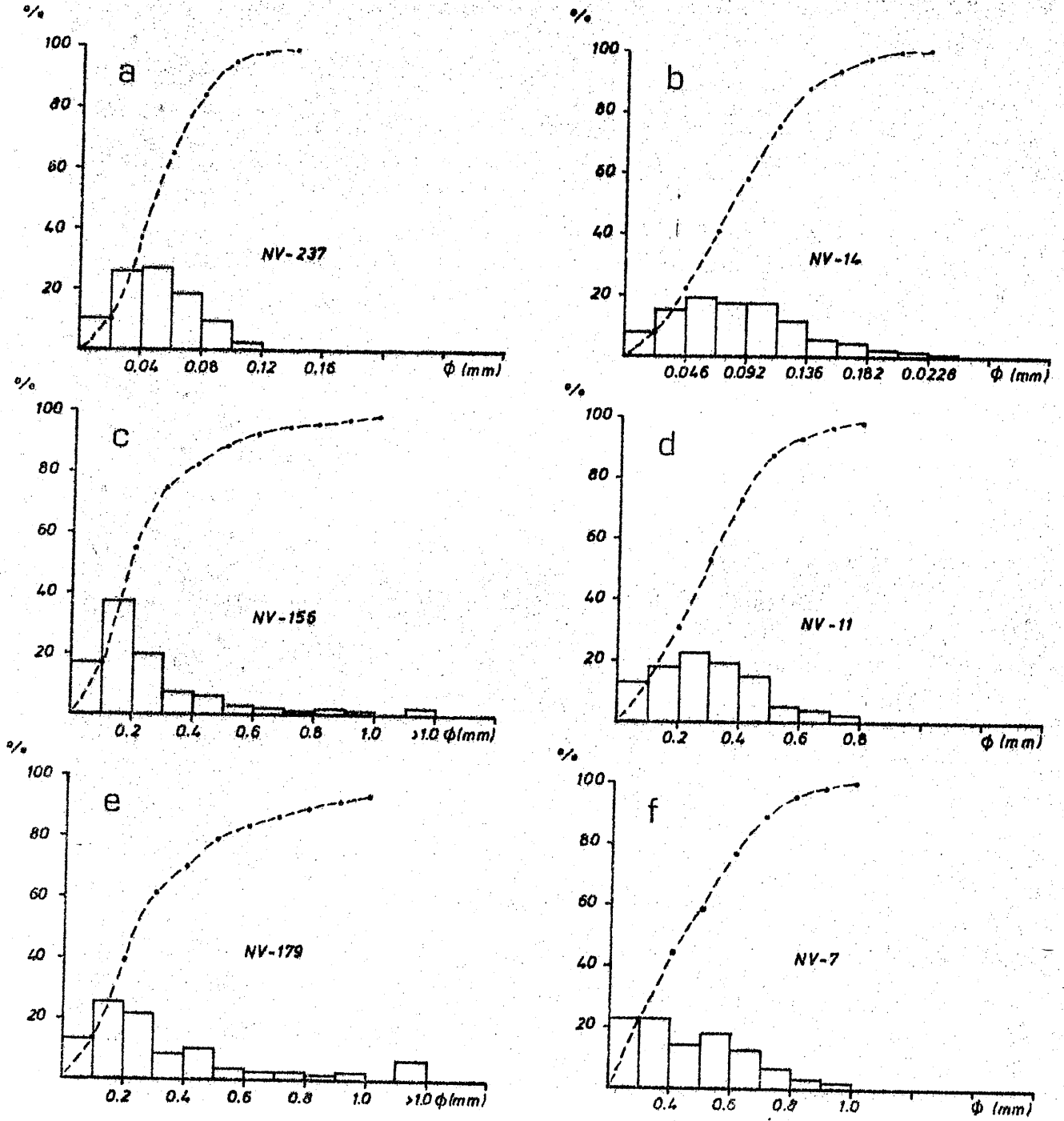


Fig.VI.18. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de rocas metapelíticas de la cobertera del Manto del Mulhacén.

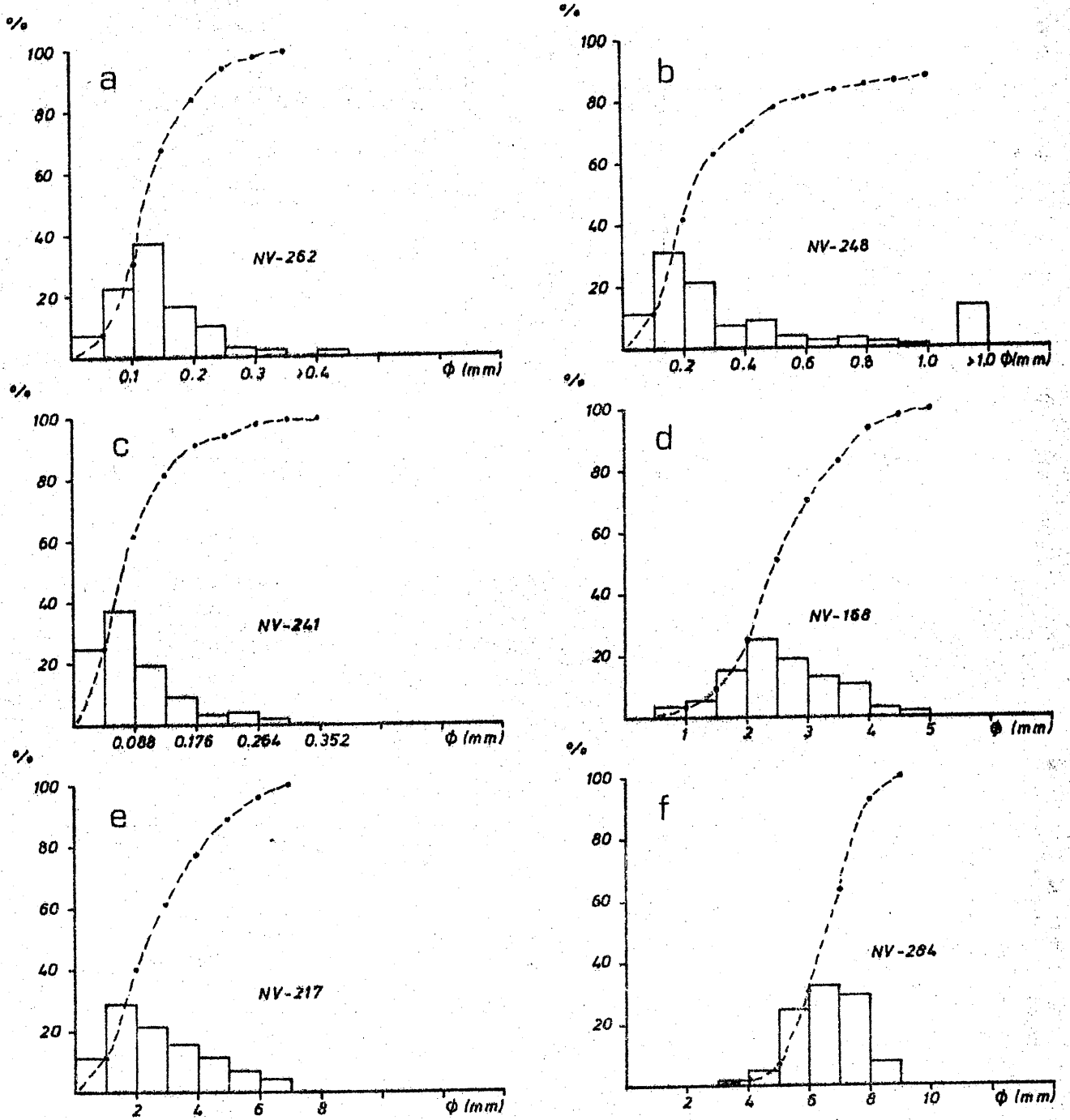


Fig.VI.19. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de rocas metapelíticas de la cobertera del Manto del Mulhacén.

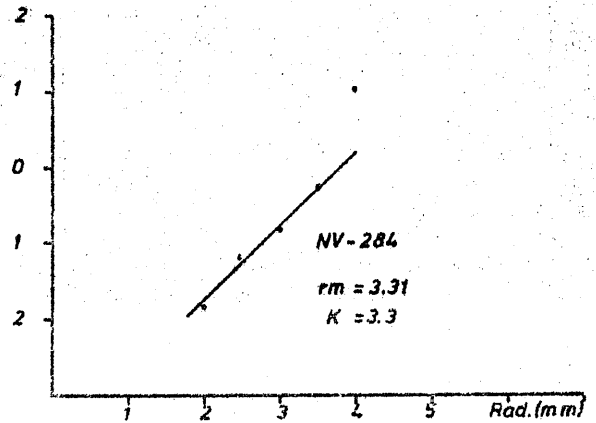
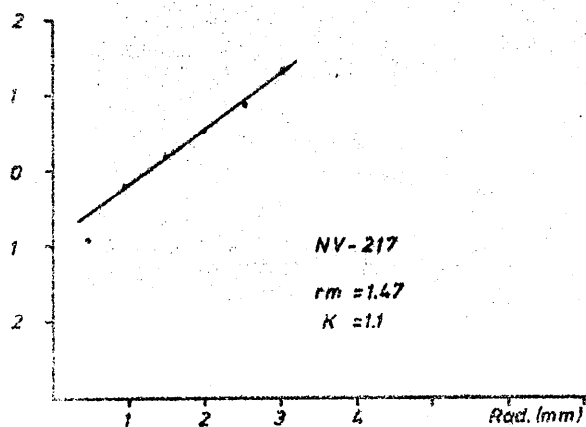
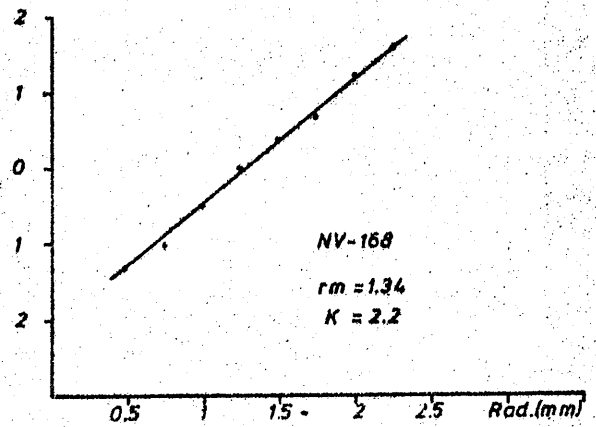
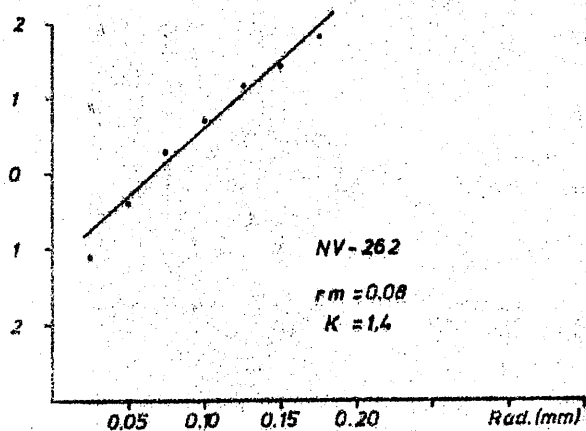
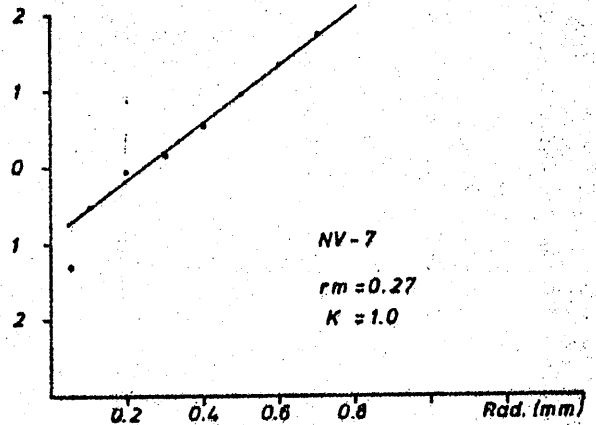
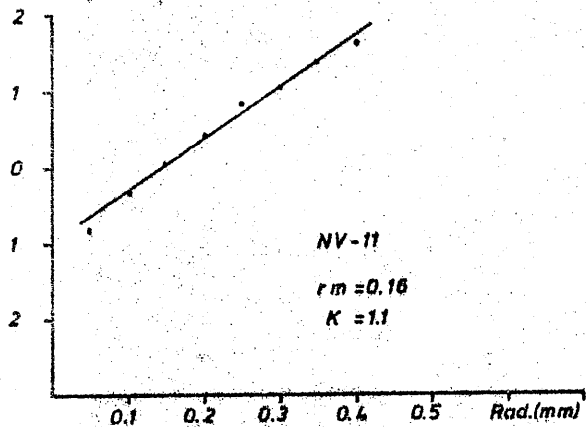
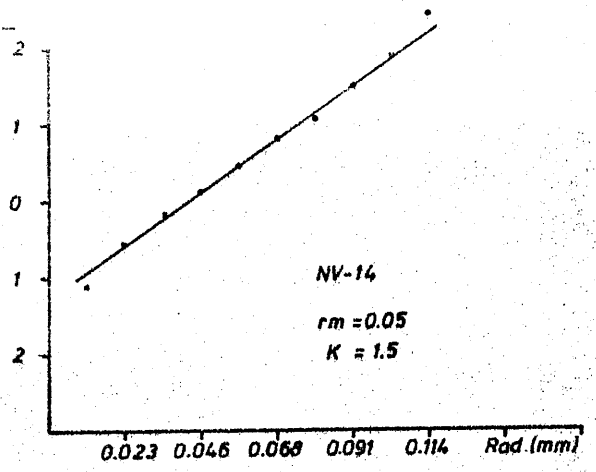
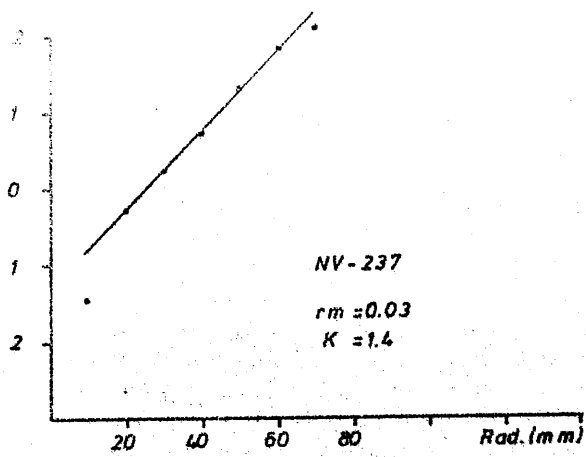


Fig.VI.20. Distribución de tamaños y valores del parámetro K de los granates de las metapelitas de la cobertera del Manto del Mulhacén. (según el método de Galwey y Jones, 1963,1966).

Tabla VI.3. Parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate en las rocas de la cobertera del manto del Mulhacén.

Muestra	ϕ_m (mm)	s	K	Crst/cm ²	%modal
NV - 237	0.05	0.03	1.39	4520.0	12.4
NV - 14	0.10	0.05	1.45	356.5	3.3
NV - 241	0.11	0.16	1.15	543.0	15.4
NV - 262	0.15	0.08	1.35	426.0	8.3
NV - 156	0.28	0.30	-	88.2	11.3
NV - 11	0.32	0.25	1.05	140.4	17.6
NV - 179	0.38	0.38	-	54.9	12.3
NV - 248	0.46	0.61	-	11.8	5.5
NV - 7	0.54	0.36	1.00	47.8	15.6
NV - 204	0.62	0.64	-	21.3	13.5
NV - 302	1.08	0.90	1.41	10.6	15.7
NV - 249	1.14	0.75	1.31	7.1	10.2
NV - 168	2.68	0.93	2.20	1.9	11.7
NV - 217	2.95	1.61	1.09	1.3	11.1
NV - 161	3.55	1.41	1.85	1.0	14.0
NV - 284	6.63	1.16	3.25	-	-
NVC- 46	0.65	0.59	-	2.6	1.5
NV - 4	1.05	0.38	-	1.1	1.0

Las dos últimas muestras (NVC-46 y NV-4) corresponden a gneises, el resto a micasquistos.

En el apartado referente a aspectos texturales del granate se ha descrito con detalle la existencia bastante generalizada de cristales con crecimiento en dos fases de condiciones netamente diferentes: la primera, dinámica (sincinemática) y la segunda estática. La fase sincinemática es la más importante desde el punto de vista de la nucleación y crecimiento del granate. La fase estática origina, por un lado, el recrecimiento de buena parte de los cristales previamente formados y, por otra, da lugar a una nueva etapa de nucleación aunque mucho más restringida que la primera. La distinción textural de los granates generados en una y otra fase no siempre es posible, y ello dificulta la discriminación y-

evaluación de los aspectos relacionados con los procesos de nucleación y crecimiento.

La curva de nucleación puede obtenerse directamente a partir de la curva acumulativa de frecuencias relativas mediante una rotación de 180° en torno al origen, de tal modo que el porcentaje acumulado de cristales quede expresado en función de unidades de tiempo (Krezt, 1974). En las Figuras VI.18. y VI.19, superpuestas a los histogramas, se presentan las curvas acumulativas/nucleación correspondientes al grupo de muestras seleccionadas. La morfología de las curvas es de tipo sigmoidal, con características semejantes en todos los casos a excepción de algunas diferencias en la pendiente.

Si se considera un modelo de crecimiento en el que el radio incrementa de modo constante en función del tiempo, puede establecerse que, de modo general, la nucleación en los primeros momentos fue reducida, pero transcurrido el período inicial experimenta una aceleración hasta alcanzar un valor máximo y disminuye a continuación con notable rapidez.

Finalmente, el cese de la nucleación tuvo lugar antes de que el crecimiento del granate finalizase. Este modelo básico puede presentar ligeras modificaciones en algunas muestras, especialmente en lo que concierne a la duración relativa de los períodos considerados, tal como ilustra la morfología de las curvas de nucleación.

El parámetro K es muy indicativo a este respecto, y pone de manifiesto que la nucleación y el crecimiento no han procedido igual en todas las rocas, particularmente en lo referente a la primera fase y a las muestras con granates de mayor tamaño. En algunas de estas muestras la nucleación no ha sido muy importante respecto al número de núcleos, pero sí ha sido lo suficientemente rápida, en relación a la velocidad de crecimiento, para originar una distribución de tamaños estrecha (valores más altos de K). En otras, la nucleación ha sido más lenta respecto al cre-

cimiento y ha permitido que algunos cristales alcanzasen un considerable tamaño mientras el proceso de nucleación aún continuaba (valores de K inferiores a 1,5). Sin embargo, en las muestras de tamaño de cristal más pequeño también se observa una menor dispersión en los valores de K (entre 1 y 1,45) y cabe considerar, por tanto, que la nucleación/crecimiento han procedido de modo análogo al referido en último lugar.

En las distribuciones bi- o multimodales la curva de nucleación presenta algunas irregularidades aunque no difiere sustancialmente del tipo general. La nucleación en estos casos se caracteriza por la existencia de dos o más pulsos durante los que se experimenta un importante incremento en el número de cristales, con lo que se obtienen sucesivos máximos, tras los cuales la nucleación culmina de manera similar al modelo general establecido.

La fase de blastesis de carácter estático tiene comparativamente mucha menor importancia respecto a la nucleación que la fase sincinemática. En muchas rocas no genera nuevos cristales, sino que la producción de granate se realiza sobre los peciloblastos de la fase anterior, originando coronas de recrecimiento de amplitud variable, a veces, incluso, a escala de una misma lámina delgada. Cuando tiene lugar una nueva generación de cristales, esta se caracteriza por la baja relación entre la velocidad de nucleación y la velocidad de crecimiento, por lo que determina valores de K pequeños y próximos a la unidad.

Varias muestras de las seleccionadas para este estudio (NV-7, NV-11 y NV-262 por ejemplo) presentan un efecto combinado de nucleación y crecimiento en las dos fases. Los cristales se nuclearon en la fase primera y crecieron prácticamente sin interrupción durante ambas etapas dando lugar a distribuciones de tamaños definidas por valores de K comprendidos entre 1 y 1,5.

La comparación de la composición química en las sucesivas zonas de cre-

cimiento de diferentes cristales de una misma muestra es difícil, entre otras razones, por la irregularidad de la mayor parte de los perfiles de zonación y por el efecto de corte de la lámina. No obstante, debe mencionarse que un detenido examen de los datos químicos parece secundar las consideraciones expuestas acerca de los procesos de nucleación y crecimiento del granate.

Los cristales de granate se distribuyen de manera desordenada en el seno de la roca, independientemente de que esta presente, o no, una diferenciación en lechos de composición mineralógica diferente. Sólo en algunos casos se ha observado mayor densidad de cristales de granate en niveles especialmente ricos en mica incolora. Además, el tamaño del granate no depende de su posición en la roca ni de la distancia intercrystalina, de modo que cuando se presentan agrupados no poseen necesariamente, menor tamaño que cuando se encuentran relativamente aislados.

La densidad de nucleación (D_n), expresada en términos de número de cristales por cm^2 , está relacionada con el diámetro medio de los cristales (ϕ_m) en cada muestra (Figura VI.21.) mediante una ecuación de tipo potencial como la siguiente:

$$D_n = 9,73 \cdot \phi_m^{-1,85}$$

Por tanto una disminución en la densidad de nucleación se corresponde con un fuerte incremento del diámetro y viceversa. La correlación entre estos dos parámetros proporciona un coeficiente de correlación de $-0,98$ (con una probabilidad de confianza superior al 99,9%).

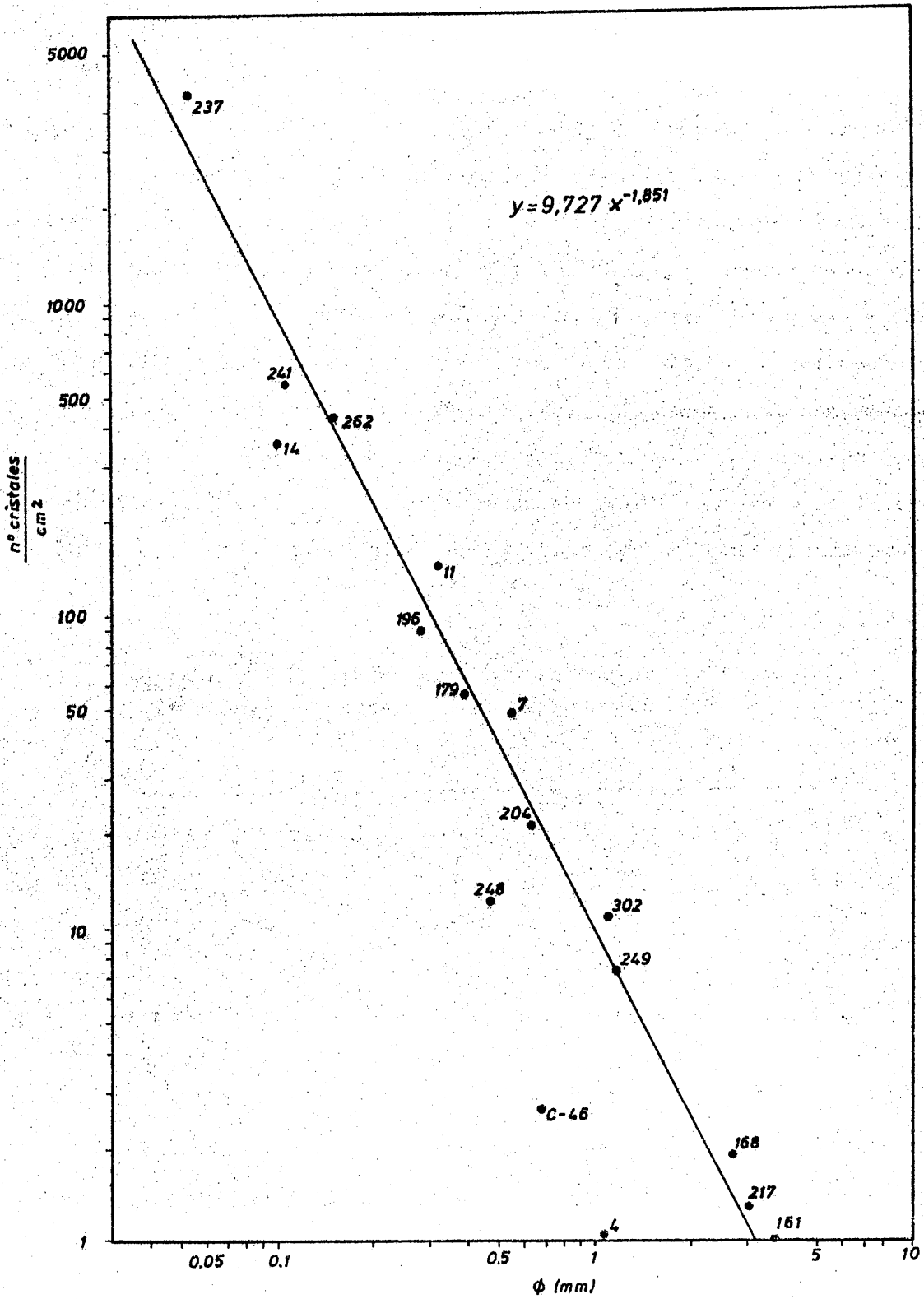


Fig.VI.21. Relación entre la densidad de nucleación y el tamaño medio de los granos de las metapelitas y gneises de la cobertera del Manto del Mulhacén.

COMPOSICION QUIMICA

Los granates de las rocas metapelíticas de la cobertera pueden incluirse en un estrecho intervalo composicional. Este hecho se pone de manifiesto en los diagramas triangulares (Fig.VI.22) construídos, tomando como base el contenido medio en almandino, piropo, espesartina y grosularia de los granates analizados. Se aprecia claramente que las muestras definen un pequeño agrupamiento próximo al vértice ocupado por el almandino y que prácticamente ninguno de los granates analizados poseen un quimismo muy diferente respecto a los valores medios. En la Tabla VI.4. se presenta la composición química media, la desviación típica y los valores máximos y mínimos referentes a los granates de rocas metapelíticas. Si se considera lo expresado anteriormente, dicha Tabla proporciona una visión adecuada del quimismo de los granates (1).

Tabla VI.4. Composición química media de los granates de rocas metapelíticas de la cobertera.

	\bar{x}	s	min	max
SiO ₂	37.65	0.32	37.1	38.3
Al ₂ O ₃	21.09	0.19	20.8	21.4
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.0	0.1
TiO ₂	0.08	0.03	0.1	0.1
FeO	31.31	1.90	29.1	34.9
MnO	0.75	0.48	0.3	2.1
MgO	3.03	1.37	1.0	5.4
CaO	5.92	1.66	4.1	9.6
Na ₂ O	0.01	0.01	0.0	0.1

Expresados los resultados anteriores con referencia a la composición -

(1) Los análisis individualizados se presentan en el Apéndice A.III-2

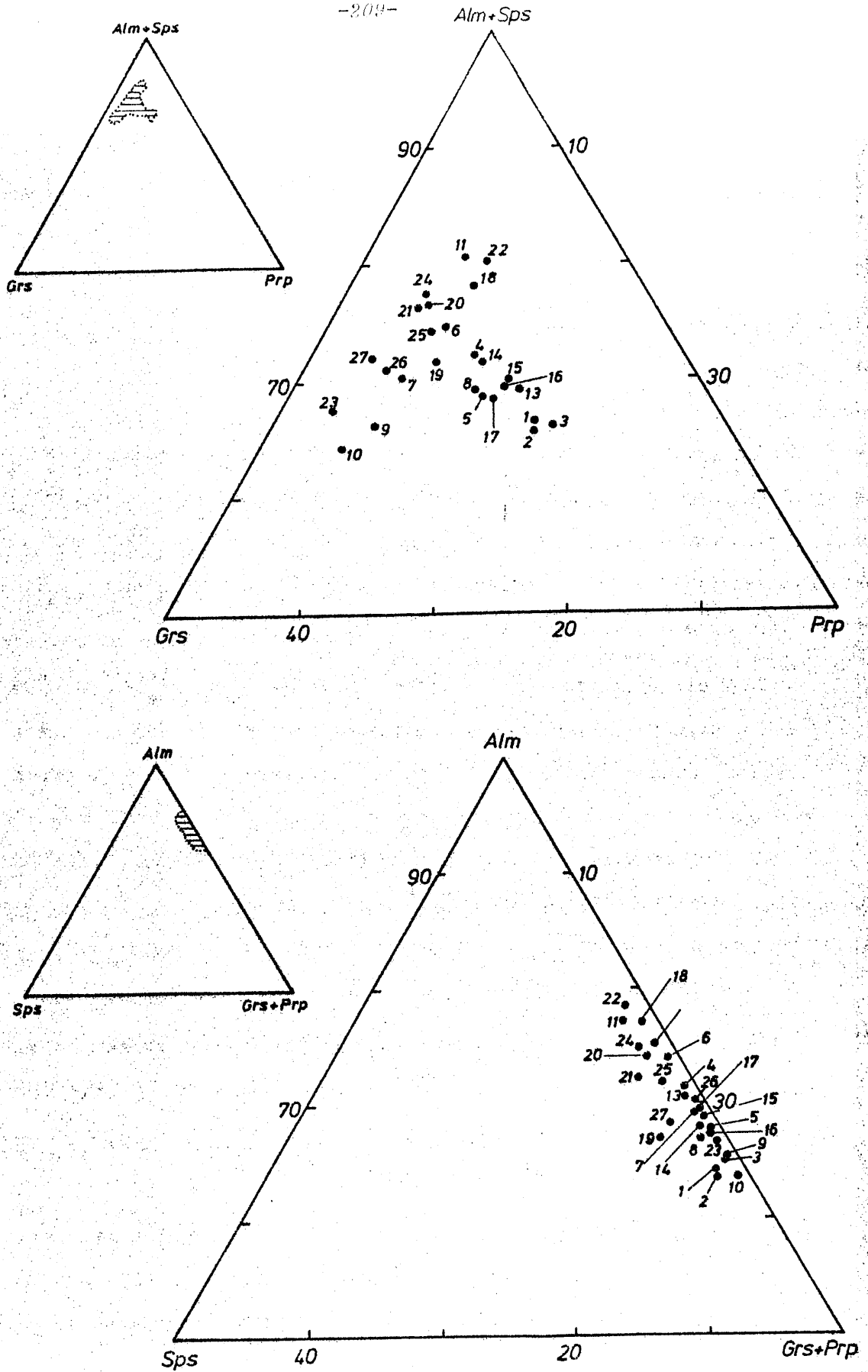


Fig.VI.22. Composición media de los granates de las metapelitas y de los gneises de la cobertera del Manto del Mulhacén. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-2).

molecular de los granates se obtienen los siguientes valores medios:

Almandino	69,5%
Espesartina	1,7%
Piropo	12,0%
Grosularia	16,8%

En los granates analizados, se observa que los contenidos en SiO_2 y Al_2O_3 , lógicamente, son los que muestran un índice de variación menor (del orden del 3%). En el caso de la SiO_2 , los valores habituales oscilan entre 37 y 38%, mientras que el contenido en Al_2O_3 varía relativamente poco, en torno al 21%.

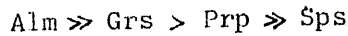
El Cr y el Ti sustituyen, en pequeñas proporciones al Al en coordinación octaédrica. El Cr se ha detectado en el 85% de los cristales analizados, aunque sólo en un 40% de los análisis puntuales. Siempre representa valores muy bajos, inferiores al 0,07%. En lo que respecta al Ti, este elemento se ha detectado en todos los cristales analizados y prácticamente en todos los análisis puntuales de los mismos. La concentración media es del 0,8%, aunque en algunos cristales se han determinado concentraciones de 0,18%.

El Na es un elemento francamente minoritario en el granate, de modo que sólo se ha encontrado en algo más de la mitad de los cristales analizados y siempre en proporciones inferiores al 0,04%. La concentración media en Na_2O es muy próxima al 0,01%.

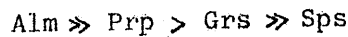
Hierro, manganeso, magnesio y calcio son los componentes de mayor interés en el granate. El Fe es el más abundante de todos ellos. Se encuentra en proporciones que varían entre el 29 y 34% (expresado como FeO), y representa un valor medio en torno al 31% del granate. En orden de abundancia sigue el CaO, que representa una concentración media del 6% y unos valores máximos próximos al 10%. El MgO se encuentra en proporciones comprendidas entre 1 y 5%, con un valor medio del 3%. El MnO es,

atendiendo a la composición media, el componente más escaso de los considerados en este grupo. Habitualmente no sobrepasa el 2% y su valor medio, para la totalidad de las muestras analizadas, es aproximadamente del 0,7%.

De acuerdo con los resultados químicos expresados anteriormente se deduce que los granates que forman parte de rocas de composición metapelítica en la cobertera del manto del Mulhacén son esencialmente ricos en Fe (aproximadamente 70% almandino), y pobres en Mn (1,7% espesartina). Los componentes piropo y grosularia representan valores intermedios (12 y 16,8% respectivamente) y se encuentran, en la mayor parte de los granates analizados, en proporciones bastante semejantes. De modo general, puede establecerse que el sesenta por ciento de los granates poseen una composición media del tipo:



mientras que el cuarenta por ciento restante obedece a una composición media del tipo:



La composición química media de los granates de los gneises es en líneas generales semejante a la de los granates de los micasquistos (Fig.VI.22). Las diferencias más significativas radican en un mayor contenido en Mn y en una menor proporción de Mg, en los granates de los gneises. Su composición media se presenta en la Tabla VI.5.

Tabla VI.5. Composición media de los granates de los gneises

SiO ₂	36,75%	Alm	71,44
Al ₂ O ₃	19,86%	Sps	2,29
Cr ₂ O ₃	0,02%	Prp	6,24
TiO ₂	0,21%	Grs	20,03
FeO	32,86%		
MnO	1,04%		
MgO	1,61%		
CaO	7,19%		

En conjunto, los granates de las rocas metapelíticas y gneises de la cobertera del manto del Mulhacén son -en comparación con los de las rocas del zócalo- más pobres en almandino y espesartina y más ricos en piropo y grosularia. En relación con los granates del manto del Veleta destacan por su mayor proporción de piropo y su menor contenido en grosularia y espesartina.

ZONACION QUIMICA

Los granates de las rocas pelíticas y semipelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén presentan, por lo general, una zonación química muy notable, mientras que en los granates de los gneises este rasgo es bastante menos acusado.

Los cationes Si, Al, Cr y Ti son poco significativos desde este punto de vista, bien porque su distribución en el cristal sea casi homogénea, - porque presenten pequeñas fluctuaciones sin tendencia definida, o porque se encuentren en proporciones muy pequeñas.

La concentración de Si y Al permanece casi constante en las sucesivas zonas de crecimiento del granate, como demuestra el hecho de que la variación media en el contenido en SiO_2 y Al_2O_3 sea inferior al 2%. Estas variaciones son prácticamente insignificantes e irregulares y, en gran parte, se deben a la proporción relativa de otros elementos (fundamentalmente la relación Fe/Ca) o a fluctuaciones instrumentales. Por tanto, los perfiles de distribución de SiO_2 y Al_2O_3 son de forma casi-plana con ligeras oscilaciones.

La variación en el contenido en Cr_2O_3 en los perfiles realizados es irregular, aunque en algunos cristales se advierte un cierto enriquecimiento relativo en la zona central del granate. Sin embargo, este hecho es poco significativo pues también puede haber enriquecimiento hacia el borde o incluso permanecer constante la concentración de Cr_2O_3 .

a lo largo del perfil. Esta irregularidad queda aún más patentizada si se considera que dentro de una misma muestra, los cristales pueden tener, a veces, distribuciones de Cr_2O_3 netamente diferentes.

Por lo que respecta a la distribución de TiO_2 , ocurre un hecho análogo al descrito en el párrafo anterior, aunque se aprecia con mayor claridad una tendencia a que el núcleo del granate sea más rico en TiO_2 que la periferia. Esta situación, si bien no es generalizada, ocurre en la mayor parte de los granates analizados.

Los cationes bivalentes Fe, Mn, Mg y Ca se concentran en proporciones diferentes durante el crecimiento del granate y originan distribuciones zonales muy acusadas, de características diferentes según el catión que se considere. En los diagramas triangulares de la Figura VI.23. se han representado las proporciones relativas de Fe, Mn, Mg y Ca expresadas en términos de almandino, espesartina, piropo y grosularia de algunos granates analizados. Con objeto de simplificar los gráficos se han utilizado sólo los datos referentes al centro y a la periferia del granate. Se aprecia claramente que no existe una tendencia evolutiva generalizada del quimismo de los granates, de modo que los cambios composicionales de los mismos, durante su crecimiento, pueden ser muy diversos o incluso contrapuestos tal como se describen a continuación (Fig. VI.24 a VI.27.).

FeO. Ya se ha aludido a la composición fundamentalmente almandínica de los granates de la cobertera del manto del Mulhacén. El FeO es el componente más abundante (contenido medio del 31%), pero su distribución es variable dentro del granate. Como regla general la concentración de FeO en el centro de los granates (29,9% de FeO como valor medio) es inferior a la existente en la zona periférica (31,5%); sin embargo las excepciones son abundantes y resulta difícil establecer un modelo de perfil que tenga cierta validez general. Así, la zonación de tipo normal se presenta únicamente, en la mitad de los granates analizados, y se

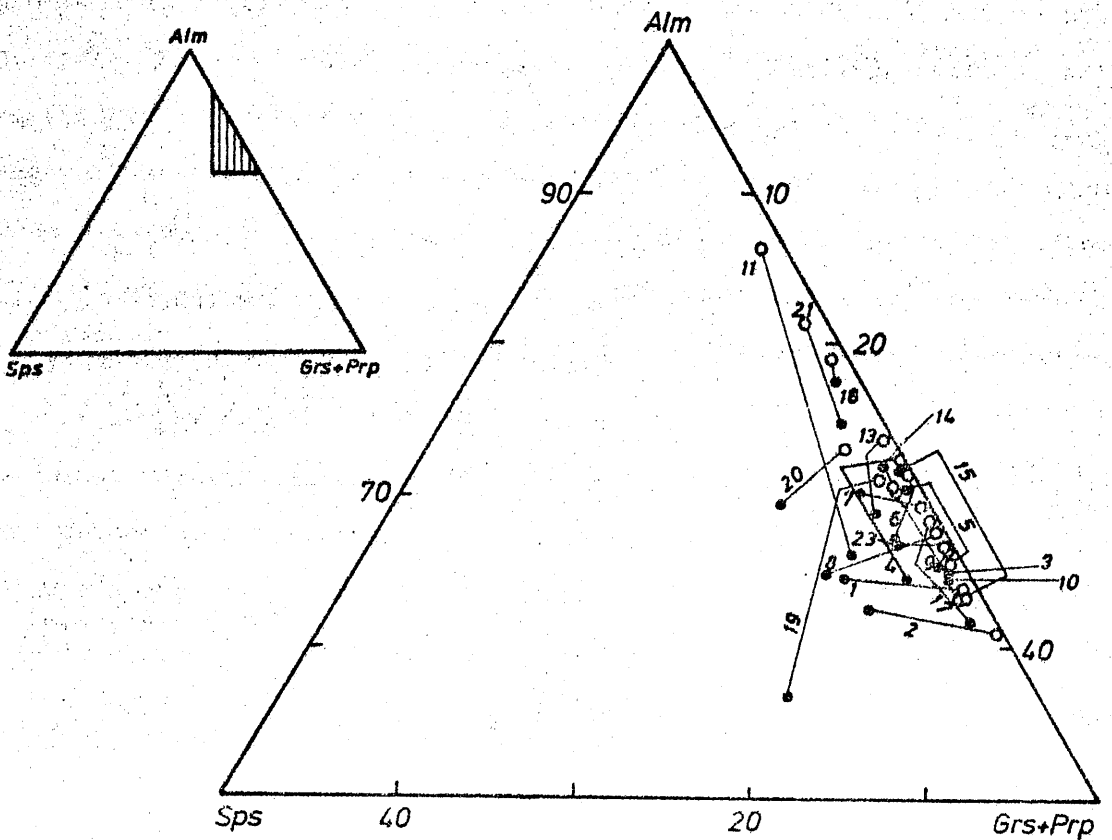
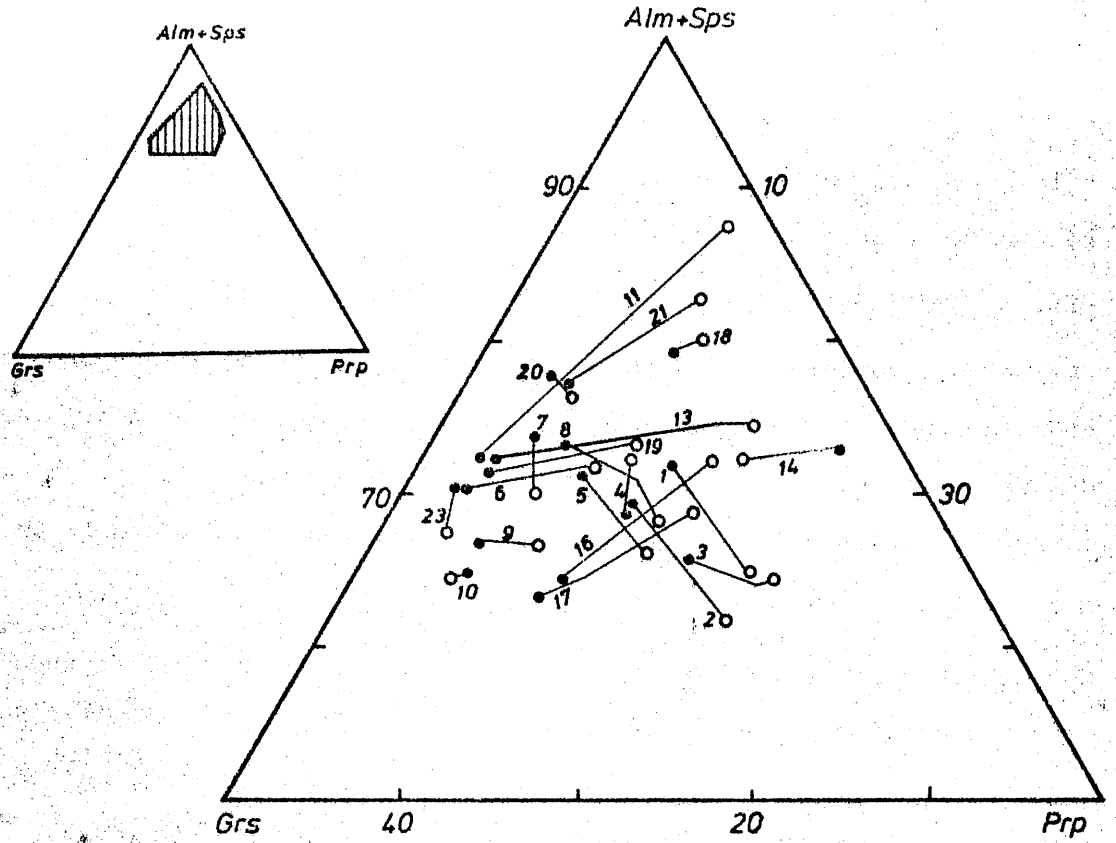


Fig.VI.23. Zonación composicional de los granates de las metapelitas y de los gneises de la cobertera del Manto del Mulhacén. (●) Centro, (○) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-2).

caracteriza por un aumento progresivo del contenido en FeO desde el centro al borde del cristal. Este aumento en *unas ocasiones* es suave y en otras es muy pronunciado e, incluso, puede estar acompañado de pequeñas fluctuaciones. La zonación de tipo inverso está mal representada y sólo se ha detectado en unos pocos cristales de pequeño tamaño. Por el contrario, los perfiles de trazado irregular son comunes y se caracterizan por oscilaciones importantes en el contenido en FeO que pueden, en algunos casos, llegar a un 15-20%. Este tipo de perfiles se ilustra en las Figuras VI.25 y VI.26.

MnO. El componente espesartínico es el más escaso en los granates estudiados (menos del 2%). A pesar de ello, el contenido en MnO es el que ofrece una variación porcentual más importante dentro del cristal de granate. Sistemáticamente, la concentración de MnO es más alta en el centro de cada granate que en el borde. En la parte central la proporción de MnO difiere bastante de unas muestras a otras, pudiéndose tomar como valores extremos 0,5 y 6% y como valor medio 1,9%. En la periferia las proporciones de MnO disminuyen muy sensiblemente hasta valores, por lo general, inferiores a 0,5%, con un valor medio de, aproximadamente, 0,4%.

La disminución en el contenido en MnO, desde el centro a la periferia es generalmente muy regular y determina perfiles suaves, de morfología semejante a la de una curva de Gauss. Si bien este modelo es el más difundido, pueden presentarse otros distintos, particularmente en los granates más pobres en Mn. En el más simple, la concentración de MnO permanece constante o con oscilaciones muy leves en las zonas central y media del cristal, modificándose sustancialmente sólo en el borde. Otros tipos, más complejos, se caracterizan por la existencia de un máximo, más o menos acusado, en la zona intermedia a partir del cual la-

zonación evoluciona de modo normal. En algunos cristales, las zonaciones descritas se acompañan de una zonación de tipo inverso en la zona periférica del granate, originando cristales con bordes relativamente enriquecidos en Mn.

MgO. El contenido en MgO oscila entre 1,5 y 5% en casi todos los granates analizados. La distribución del magnesio no es homogénea y define una marcada zonación química de tipo normal que se caracteriza por un suave y progresivo enriquecimiento en el contenido en MgO desde el centro a la periferia del granate. Este aumento se ilustra cuantitativamente con los datos correspondientes a la composición media en la parte central de los granates (2,4% MgO) y en la zona periférica (3,6% MgO). En algunos cristales, la zonación de tipo normal está truncada en las proximidades a la periferia, produciéndose una inversión en la tendencia y, por tanto, una disminución progresiva en la concentración de MgO hacia el borde. Otros tipos de perfiles están mal representados, entre ellos la zonación de tipo inverso, que sólo se ha detectado en una muestra (NV-302) y con características muy atenuadas, o los perfiles de tipo irregular.

CaO. El componente grosularítico es el segundo en abundancia detrás del almandínico y supone un valor medio que se aproxima al 17%. Si se compara la proporción de CaO en el centro de los granates (7,0%) y en la periferia de los mismos (5,3%) se observa una diferencia ciertamente apreciable, que, prescindiendo de la observación de puntos intermedios, podría asimilarse a un modelo de zonación de tipo normal, es decir, con progresiva disminución en el contenido en CaO desde el centro al borde. Sin embargo, este tipo sólo es aplicable a una parte de los granates analizados. En la mayoría de los granates la zonación referente al CaO es compleja y origina perfiles notablemente irregulares, con fuertes oscilaciones cuyas amplitudes pueden aproximarse o superar el 8%. En las

Figuras VI.25 y VI.26 se muestran una serie de perfiles representativos que ilustran perfectamente este hecho.

Es de interés resaltar la relación existente entre los perfiles de FeO y CaO, de tal modo que cuando aumenta o disminuye el contenido de uno de ellos existe una concomitante disminución o aumento, respectivamente, del otro. En consecuencia, la situación final es la existencia de perfiles de CaO y FeO casi simétricos respecto a un plano de simetría.

En los granates de los gneises la zonación es de tipo normal (Fig.VI.27). El Mg aumenta desde el centro a la periferia pero no de modo uniforme, ya que en las zonas central e intermedia el incremento es pequeño y se acentúa considerablemente en las proximidades de la zona periférica. El aumento medio en MgO es del orden del 100%. La evolución del Mn es opuesta, y disminuye hacia el exterior en un porcentaje que puede estimarse entre un 40 y 80%. La variación de FeO a lo largo del perfil es pequeña (0-3%) y se traduce tanto en un aumento hacia la periferia, como en una disminución, o bien, solamente en pequeñas fluctuaciones dentro de un tono medio uniforme. La zonación del Ca también es poco acusada por lo general, y los perfiles de este elemento no muestran, en los granates de los gneises, una simetría tan marcada respecto a los del Fe como ocurre en las rocas metapelíticas.

En resumen, la distribución de elementos en las sucesivas zonas de crecimiento de los granates de la cobertera del manto del Mulhacén se caracterizan por los siguientes hechos:

- La proporción de SiO_2 y Al_2O_3 permanece casi constante
- El contenido en Cr_2O_3 y TiO_2 es variable de modo irregular, aunque con ligera tendencia a un cierto incremento relativo en la zona central, particularmente más acusada para el TiO_2 .
- El MnO y MgO tienden a distribuirse según el tipo de zonación normal, caracterizado por la disminución progresiva en la con

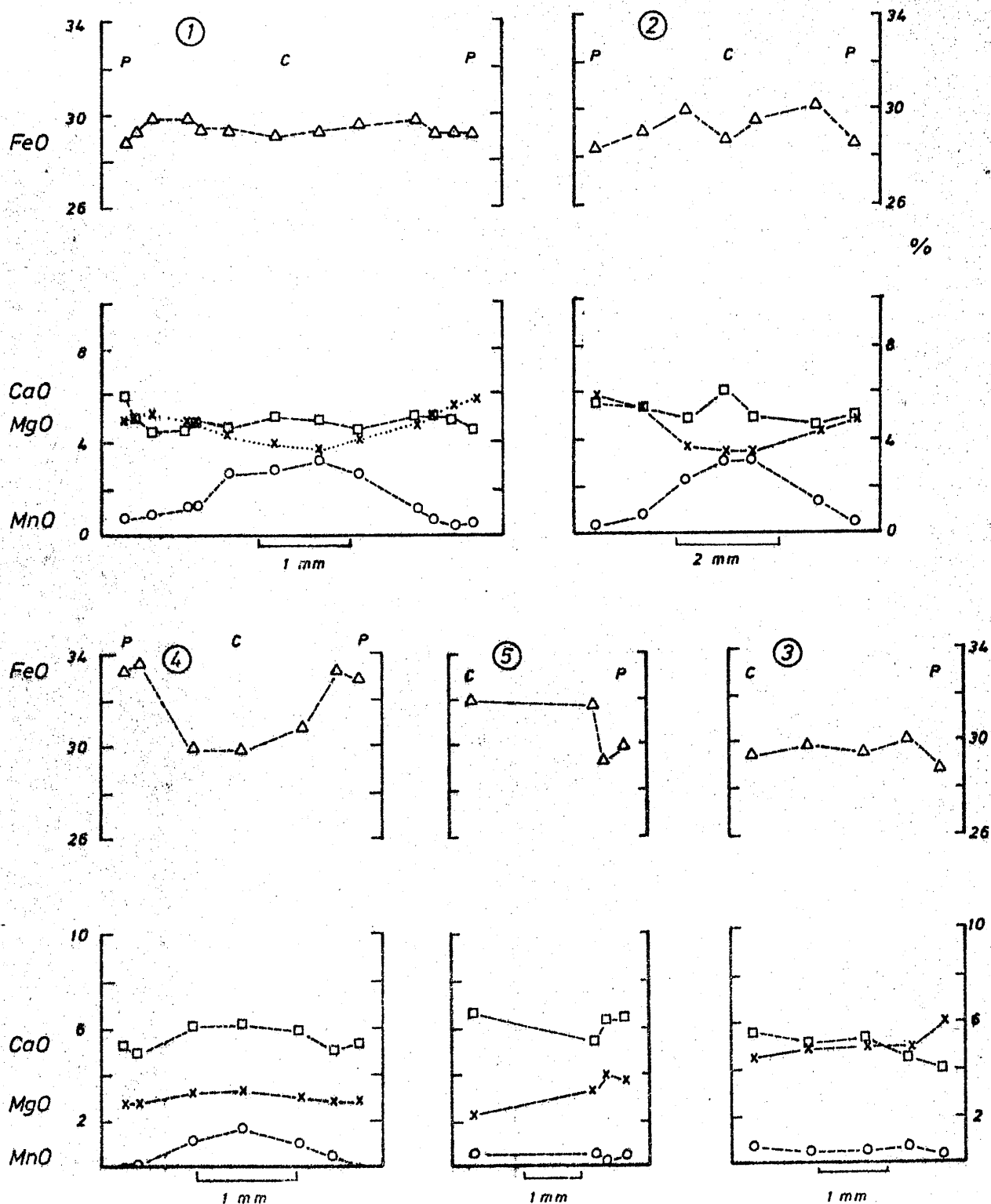


Fig.VI.24. Perfiles de zonación composicional de granates de las metapelitas de las coberturas del Manto del Mulhacén (formación de micasquistas feldespáticos y anfibólicos). (c) Centro (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-2).

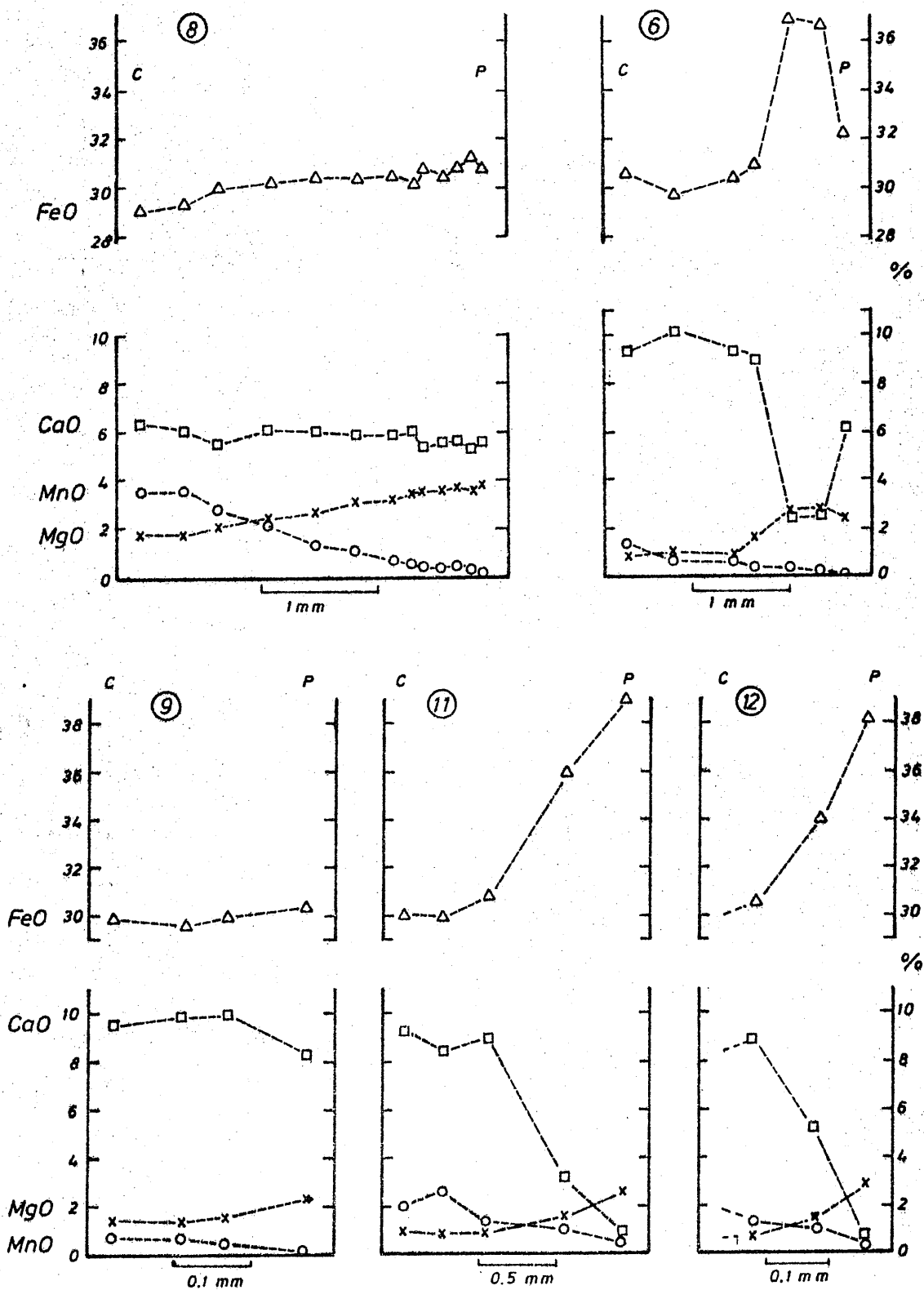


Fig. VI.25. Perfiles de zonación composicional de granates de las metapelitas de la cobertera del Manto del Nulhacén (Formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos). (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-2).

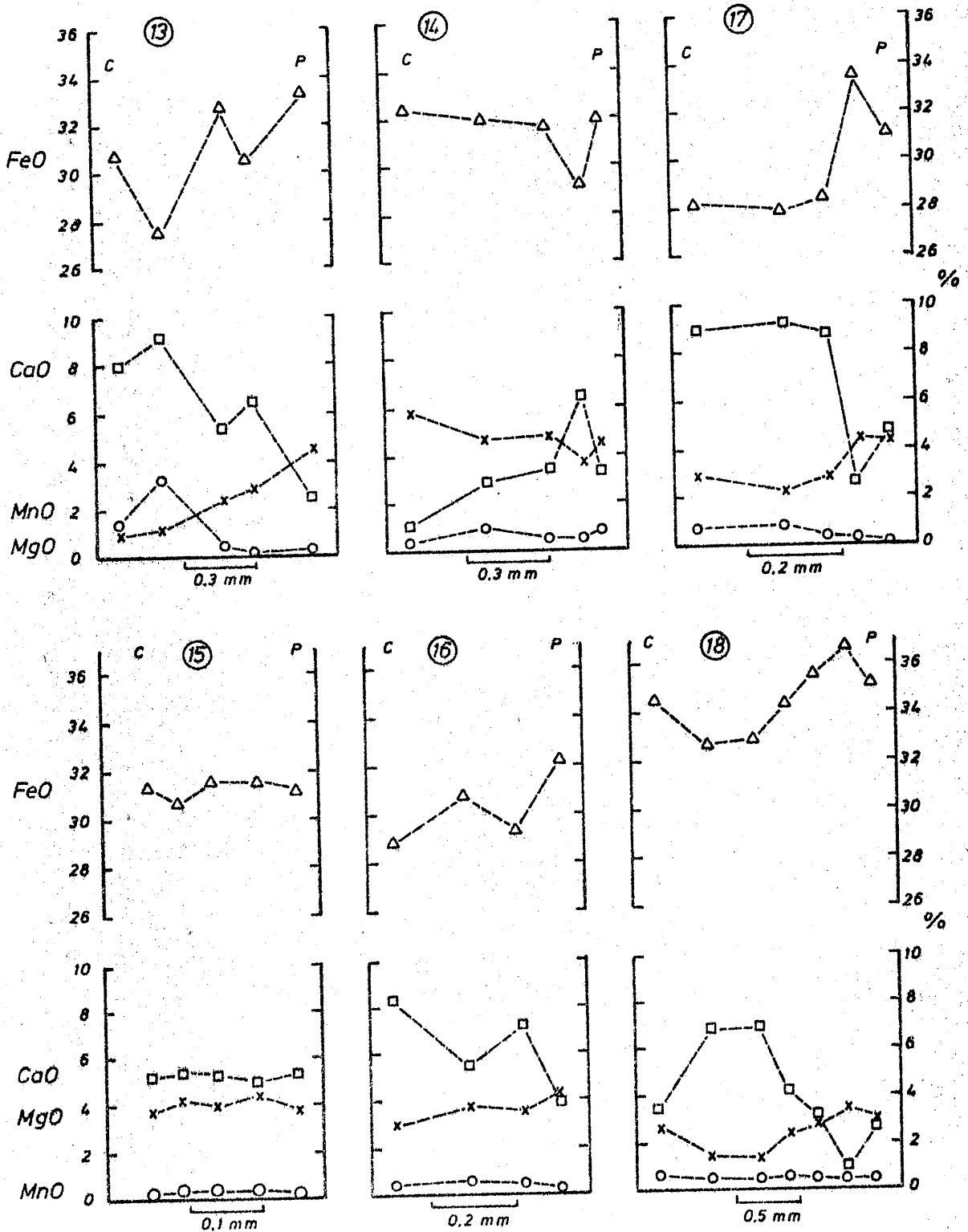


Fig. VI.26. Perfiles de zonación composicional de granates de las metapelitas de la cobertera del Manto del Mulhacén (Formación de micasquistos granatíferos). (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.1/1-2).

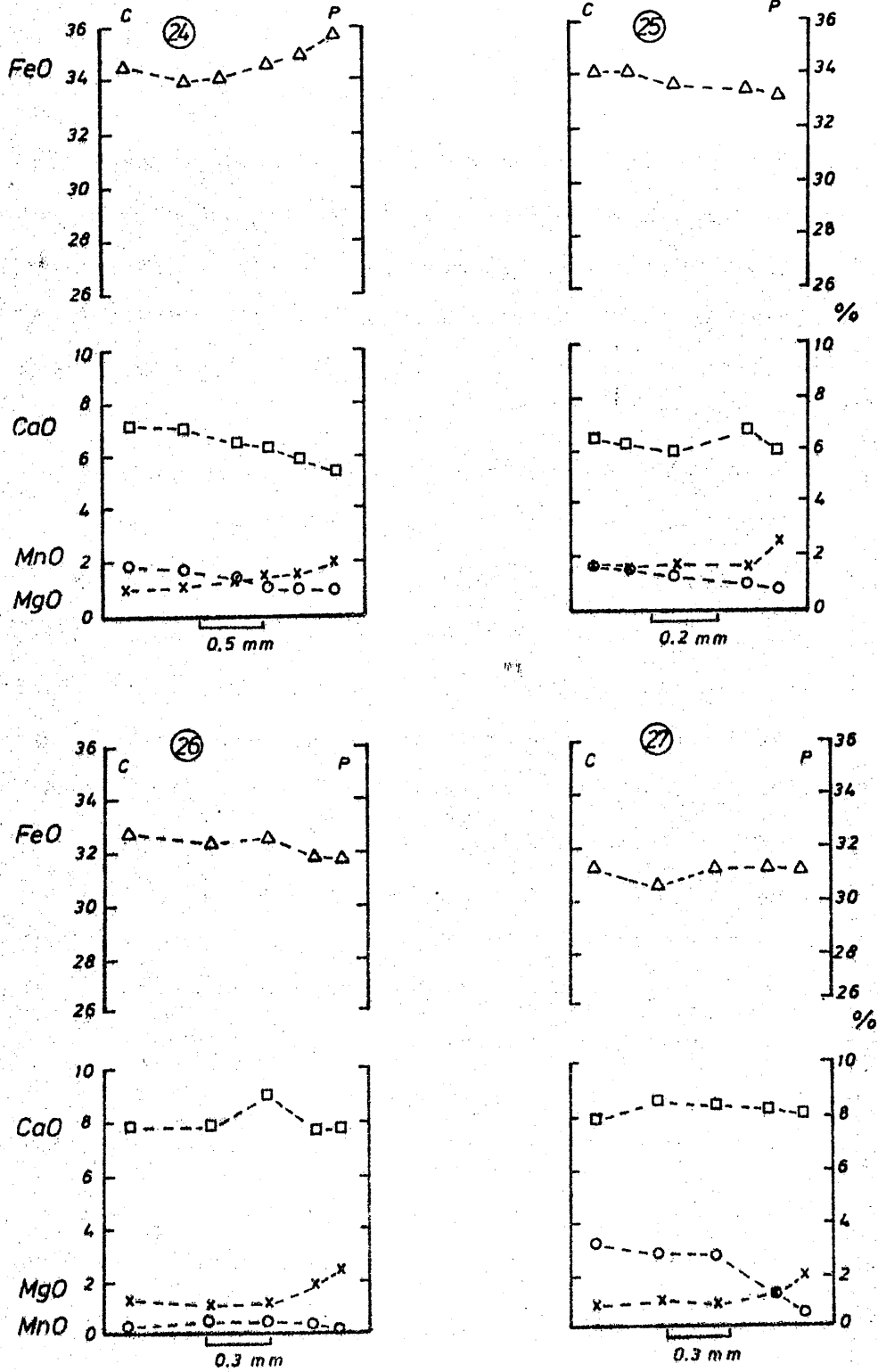


Fig.VI.27. Perfiles de zonación composicional de granates de los gneises de la cobertera del Manto del Mulhacén. (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-2).

centración de MnO desde el centro al borde del cristal y concomitante aumento en el contenido en MgO.

- Los perfiles de zonación del FeO y CaO se caracterizan por su irregularidad, con importantes fluctuaciones claramente antitéticas entre ambos. No obstante, en el caso del FeO se advierte, además, una tendencia a zonación de tipo normal, definida por un aumento general hacia el borde en la concentración de FeO.

Relación entre zonación textural y zonación química.

En un apartado precedente se han descrito con detalle los distintos tipos texturales de granate, siendo uno de los más característicos el constituido por dos zonas de crecimiento bien diferenciadas. El examen de los perfiles de zonación superpuestos a gráficos o fotografías de sus respectivos granates permite establecer las relaciones existentes entre la zonación de tipo químico y la de tipo textural. Varias situaciones pueden diferenciarse a este respecto. Una de ellas, muy bien documentada en la muestra NV-283, se caracteriza por no existir ninguna dependencia entre ambos tipos de zonación. El granate muestra zonación normal para sus cuatro componentes (Fe, Mn, Mg y Ca), tanto en el núcleo como en la zona de recrecimiento, sin existencia de discontinuidad química alguna en la transición entre ambas zonas.

Más generalizada es la situación en que los perfiles presentan importantes cambios de una a otra zona, tanto en la concentración de un determinado elemento como en la tendencia del perfil. Con respecto a la concentración, el Fe y el Ca son los elementos más sensibles. De tal modo, la transición de la zona interna a la externa está acompañada por un fuerte y brusco aumento en el contenido en FeO, particularmente acu

sado en algunas muestras (tales como NV-241 y NV-11) en las que supone una variación próxima al 20%. Simultáneamente, el contenido en CaO experimenta una disminución absoluta equivalente al aumento en FeO, aunque porcentualmente mucho más fuerte a causa de la inferior concentración en aquel componente. El contenido en MgO y MnO no se afecta sensiblemente en el tránsito entre las zonas interna y externa del granate. Además de la diferencia de composición química, la transición del núcleo al recrecimiento del granate puede estar acompañada a veces por una variación en la tendencia de zonación de algún elemento. Este hecho está bien representado por los perfiles de zonación inversa, aunque atenuada, que muestra el Mg en la zona externa de algunos granates analizados. Ciertos perfiles de Fe y Ca también revelan cambios de tendencia de zonación, pero este hecho puede quedar enmascarado por la ya repetida irregularidad de los perfiles de estos dos elementos.

Los granates texturalmente homogéneos, o casi homogéneos, presentan un tipo de zonación más simplificada que los granates bizonados. Predominan en aquellos la zonación normal en todos sus componentes, con irregularidades o fluctuaciones en algunos de ellos (Ca y Fe, fundamentalmente).

La morfología de los perfiles de zonación química pone de manifiesto la existencia de crecimiento en dos fases en algunos granates texturalmente homogéneos. Este caso se ilustra, por ejemplo, en la muestra NV-249. Los perfiles muestran características similares a los de granates con dos zonas de crecimiento, brusco aumento en la concentración de Fe y simultánea disminución de Ca, y persistencia en la zonación normal de Mg y Mn. La homogeneidad textural del granate se debe a la escasez de inclusiones en la zona central, habitualmente peciloblástica en la mayoría de los cristales, lo que la hace prácticamente indistinguible de la zona de recrecimiento. Ejemplos análogos se han encontrado también en granates de las metapelitas del zócalo.

RELACION ENTRE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA ROCA HUESPED Y LA DEL GRANATE

Para establecer el control que ejerce el quimismo de la roca sobre la composición química del granate se ha realizado un proceso de correlación simple y múltiple entre los datos químicos de ambos. A tal efecto, se han considerado los porcentajes en óxidos, diferentes relaciones moleculares y el porcentaje modal de granate en cada muestra. De los distintos tipos de correlación utilizados (lineal, exponencial, logarítmica y potencial) se ha observado un mejor grado de correlación en el tipo lineal por lo que los valores que se presentan en la Tabla VI.6 corresponden a coeficientes de este tipo de correlación. Los niveles de significación de estos coeficientes son los siguientes: para valores superiores a 0,51 existe una probabilidad de confianza del 95% y a partir de 0,64 del 99%.

El hecho más notable, puesto de manifiesto mediante la correlación, es la existencia de una importante relación entre la concentración de CaO en la roca y la del mismo óxido en el granate ($r=0,80$). Por el contrario, no se aprecia ninguna relación significativa entre la cantidad de FeO , MnO y MgO en el granate y la composición de la roca. En particular, debe resaltarse la existencia de una cierta relación inversa ($r=-0,53$) entre la proporción de MnO en el granate y la respectiva en la roca. Este hecho, a primera vista sorprendente, habida cuenta el elevado factor de fraccionamiento del Mn existente entre el granate y la roca, se debe, por una parte, a la semejanza en el contenido en MnO en todas las rocas analizadas y -sobre todo- a la proporción modal de granate existente en cada una de estas rocas.

Las correlaciones realizadas en base a la composición química de la zona central del granate y la de la roca no aportan ningún dato nuevo, sal

Tabla VI. 6. Coeficientes de correlación entre la composición del granate y de la roca huésped.

	Granate						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO
SiO ₂	-0.33	-0.34	0.25	0.07	0.15	-0.14	0.17
Al ₂ O ₃	0.17	0.19	-0.10	0.06	-0.16	0.05	-0.18
TiO ₂	-0.35	-0.28	0.37	0.02	0.26	-0.45	0.36
Fe ₂ O ₃	0.53	0.34	-0.33	-0.38	0.30	0.44	-0.20
FeO	0.34	0.58	-0.55	0.12	-0.51	0.13	-0.33
MnO	0.77	0.85	-0.76	-0.34	-0.45	0.49	-0.29
MgO	0.59	0.58	-0.49	-0.31	-0.24	0.41	-0.25
CaO	-0.19	-0.09	0.35	-0.27	-0.51	-0.43	0.80
Na ₂ O	-0.64	-0.70	0.78	0.17	0.10	-0.51	0.50
K ₂ O	0.48	0.24	-0.26	-0.19	0.08	0.45	-0.36

	Granate (Centro)						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO
SiO ₂	-0.12	-0.35	0.22	0.13	-0.02	-0.14	0.17
Al ₂ O ₃	0.04	0.20	-0.03	-0.03	0.01	0.05	-0.14
TiO ₂	-0.18	-0.23	0.41	0.05	0.32	-0.34	0.03
FeO	0.48	0.64	-0.31	-0.25	-0.52	0.06	0.21
MnO	0.62	0.79	-0.57	-0.56	0.34	0.30	0.13
MgO	0.50	0.52	-0.39	-0.36	-0.14	0.41	-0.17
CaO	0.08	-0.27	0.32	-0.14	-0.13	-0.38	0.54

	Granate				
	Alm	Sps	Prp	Grs	% modal
al	0.55	0.33	-0.47	-0.04	-0.26
fm	-0.13	-0.17	0.55	-0.47	0.62
c	-0.25	-0.42	-0.46	0.83	-0.24
alk	0.01	0.32	-0.33	0.32	-0.72
Fe ³ / Fe ² + Fe ³	-0.38	0.55	0.21	0.04	-0.67
Mg/ Mg+ Fe ²	-0.45	0.39	0.10	0.26	-0.71
(FeO)	0.39	-0.21	0.18	-0.55	0.76
(MnO)	-0.26	-0.44	0.50	-0.26	0.19
(MgO)	-0.39	0.44	0.46	-0.21	-0.39
(CaO)	-0.13	-0.06	-0.50	0.72	-0.54

Los valores entre paréntesis representan proporciones moleculares de modo que (FeO)+(MnO)+(MgO)+(CaO) = 100

vo la importante disminución del coeficiente de correlación ($r=0,54$) entre los contenidos respectivos en CaO.

Al establecer correlaciones de tipo múltiple, lógicamente aumentan los valores de los coeficientes r y -en algunos casos- son significativos - al nivel del 99%. No obstante, este tipo de correlación no ha puesto de manifiesto ninguna interrelación granate-roca que no haya sido observada previamente mediante correlación simple.

Las correlaciones basadas en diversas relaciones moleculares entre los óxidos que tienen mayor relevancia en la composición del granate han mostrado valores de r inferiores a 0,5 en todos los casos en que sólo están implicados dos o tres de los siguientes óxidos: FeO, MnO y MgO. Sin embargo, cuando se considera el CaO los coeficientes aumentan considerablemente hasta valores por lo general superiores a 0,7, aunque sin llegar al valor de 0,80 correspondiente a la correlación simple CaO_{grt} - CaO_{roca} .

El estado de oxidación de la roca, definido por la relación $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$, varía en las rocas de la cobertera aquí estudiadas entre límites relativamente amplios que van desde 0,14 a 0,69. Algunos autores (Chinner, 1960; Muller y Schneider, 1971) han destacado la influencia del estado de oxidación de la roca sobre la composición del granate, y para constatar este hecho se han correlacionado los valores de la relación antes mencionada con diversos datos químicos y relaciones moleculares del granate. Los resultados obtenidos indican un control moderado del estado de oxidación de la roca sobre la concentración de MnO y FeO en el granate y una ausencia de relación respecto al contenido en MgO y, obviamente, en CaO. De tal modo, que el aumento en la relación de oxidación se acompaña de un aumento en la concentración de MnO y una disminución en la de FeO.

Otro aspecto que se ha considerado es la relación entre la composición química de la roca y la cantidad de granate contenido en la misma. Los coeficientes de correlación obtenidos revelan una importante relación directa entre el porcentaje modal de granate y la proporción de FeO ($r=0,89$) e inversa respecto a la relación de oxidación ($r=-0,70$), contenido en álcalis de la roca ($r=-0,72$) y relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ($r=-0,71$). Por otra parte, la cantidad de MnO contenido en el granate (expresado como componente espesartina) está en relación inversa con la proporción modal de granate existente en la roca.

En resumen, los hechos puesto de manifiesto a partir de las correlaciones efectuadas entre la composición del granate y la de la roca hoesped son los siguientes:

- La composición química de la roca ejerce un control moderado sobre el quimismo del granate, en particular sobre el contenido en CaO que depende de la proporción de este óxido en la roca.
- La relación existente entre las proporciones respectivas de MnO en el granate y en la roca está enmascarada por la correspondencia entre contenido en MnO del granate y la proporción modal de granate en la roca.
- Las correlaciones múltiples entre la composición del granate y dos o tres variables correspondientes a la roca no modifican significativamente los coeficientes obtenidos en las correlaciones de menor rango.
- Las correlaciones establecidas respecto a relaciones moleculares de óxidos sólo se han mostrado significativas en aquellas relaciones que implican al CaO.
- El estado de oxidación de la roca influye sobre la concentración de MnO y FeO en el granate y sobre la cantidad de granate presente en la roca.
- El porcentaje modal de granate está directamente relacionado con el contenido en FeO en la roca e inversamente con la relación de oxidación, relación Mg/Fe y contenido en álcalis de la misma.

VI.2.2. GRANATES EN ROCAS CARBONATADAS

ASPECTOS TEXTURALES. TAMAÑO Y NUCLEACION.

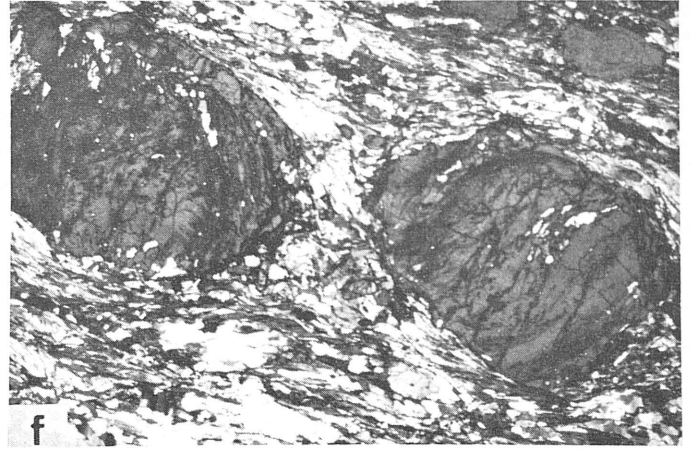
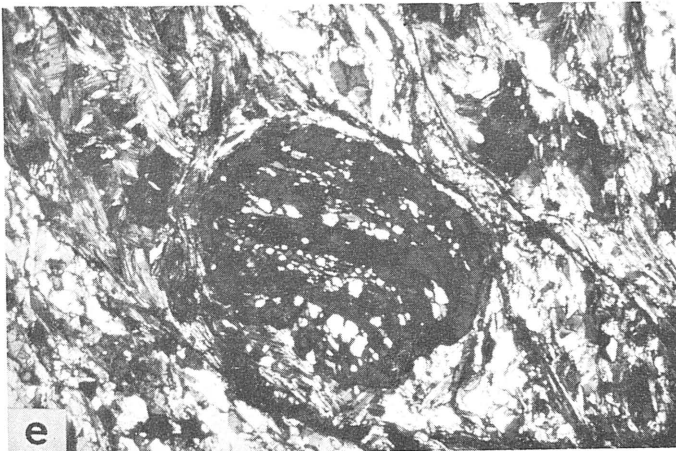
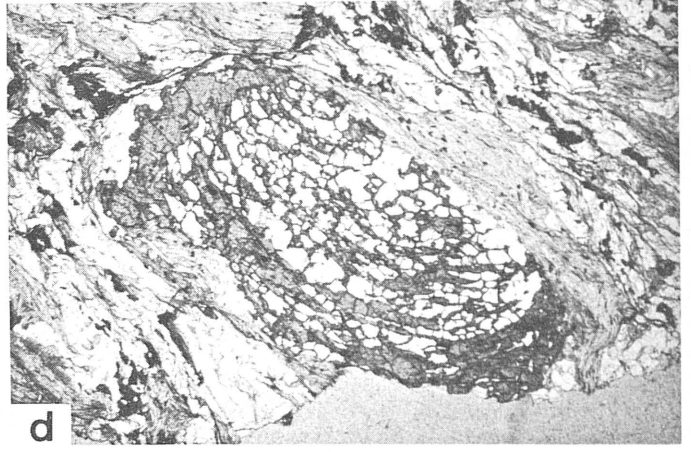
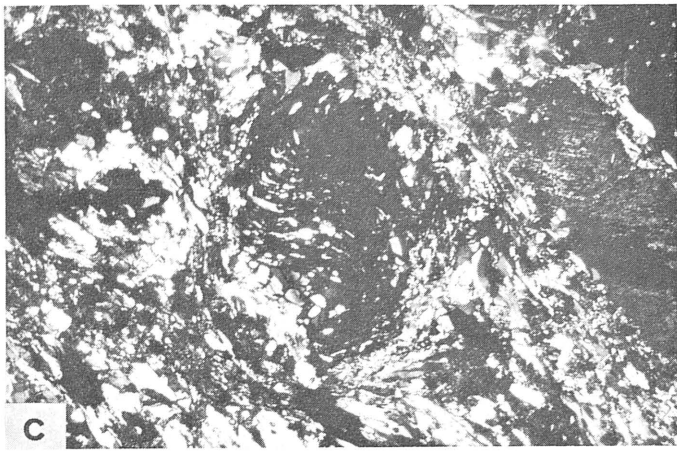
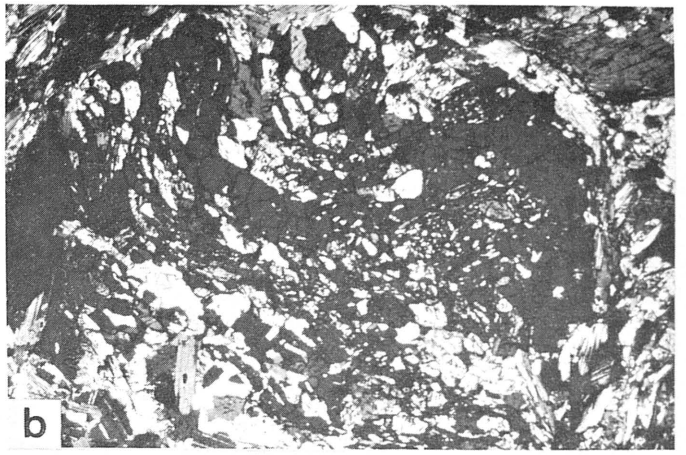
Se incluyen en este apartado los granates pertenecientes a una serie - transicional de rocas que comprende desde micasquistos calcíticos a márm_oles y que constituyen la formación de márm_oles y calcoesquistos (véase IV.3.4.).

Los cristales de granate se han formado en todas las rocas de la serie- con la excepción de los márm_oles más puros, en los que el contenido en carbonatos supera el 70% de la roca. Generalmente, tienden a concentrarse en los niveles (de espesor milimétrico a centimétrico) en los que la proporción de material pelítico a carbonatado es más elevada (Lám.XV ,a).

Las características texturales de estos granates son, en líneas generales, semejantes a las de los granates de la formación de micasquistos - feldespáticos y anfibólicos descritos anteriormente. Constituyen peciloblastos idio o hipidiomorfos de tamaño grueso -entre 2 y 6 mm- que pueden alcanzar hasta 2 cm de diámetro. El porcentaje modal está en relación inversa con el contenido en carbonatos de la roca y oscila entre - el 1 y el 8% (Tabla VI.7).

En la mayor parte de los cristales las inclusiones son muy numerosas y están orientadas según una esquistosidad interna sigmoidal (Lám. XV b,c). Esta disposición evidencia una rotación aparente máxima, simultánea al crecimiento, de aproximadamente $+ 180^{\circ}$. En algunos cristales se aprecia el desarrollo de texturas espirales, más o menos discontinuas, constituidas por granos de cuarzo recristalizados en las sombras de presión e incorporados al granate durante la rotación (según el modelo de Schoneveld, 1977).

La naturaleza de las inclusiones varía de unas muestras a otras pero bá



LAMINA XV

- a.- Granates en rocas carbonatadas. Los granates se localizan preferentemente en los lechos con mayor contenido en mica.
- b.- Porfiroblasto de granate muy rico en inclusiones (carbonatos, cuarzo, moscovita, epidota, titanita, anfíbol cálcico, etc.) de un mármol con silicatos de Ca (x10).
- c.- Disposición sigmoidal de las inclusiones en un porfiroblasto de granate (x10).
- d.- Granate esquelético, con desarrollo parcial de una aureola libre de inclusiones (x10).
- e.- Porfiroblasto de granate con zonación textural. El núcleo peciloblástico está casi totalmente rodeado por una zona exterior que apenas contiene inclusiones (x13).
- f.- Porfiroblastos de granate en micasquisto calcítico (x10).

sicamente están compuestas por carbonatos, cuarzo, moscovita, epidota, anfíbol cálcico, diópsido, titanita, pirrotina y rutilo/ilmenita. La proporción de inclusiones puede ser extraordinariamente alta, en cuyo caso el granate es esquelético y su crecimiento ha estado limitado, prácticamente, a los espacios intergranulares (Lám. XV ,d).

La cristalización del granate ha sido, en su mayor parte, sincrónica con la fase de deformación D_2 . Con posterioridad, tuvo lugar una pequeña cristalización de granate en condiciones estáticas que se manifiesta por la existencia de aureolas, más o menos discontinuas y casi desprovistas de inclusiones, que envuelven a algunos de los núcleos pecioloblásticos (Lám. XV ,e).

En la Tabla VI.7. se presenta un resumen de las principales características referentes a la distribución de tamaños y porcentaje de granate en las rocas metacarbonatadas. Debido al tamaño elevado de los cristales y a su baja densidad de nucleación sólo en unas pocas muestras se-

Tabla VI.7. Parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate en rocas carbonatadas de la cobertera del manto del Mulhacén.

Muestra	ϕ_m (μm)	s	K	crts/cm ²	% modal
NV - 266	2.20	0.95	1.8	1.0	4.6
NV - 257	2.36	0.87	-	0.7	4.8
NV - 301	2.39	1.03	1.9	1.3	6.9
NV - 268	2.55	0.96	1.9	0.3	1.5
NV - 267	2.74	1.44	-	0.3	2.1
NV - 256	2.75	1.30	1.8	1.1	7.6
NV - 111	2.77	1.93	-	0.3	2.2
NV - 255	8.70	2.95	-	0.1	4.4

ha podido medir un número de cristales con cierta significación a nivel estadístico. Los histogramas de frecuencias relativas y las curvas acumulativas/nucleación de tres muestras seleccionadas se presentan en la Figura VI.28, mientras que las rectas de distribución de tamaños para la obtención del parámetro K lo hacen en la Figura VI.29.

La distribución de tamaños y las curvas de nucleación de los granates son análogas a las correspondientes a las rocas de la formación de micasquitos feldespáticos y anfibólicos con granates de tamaño grueso y responden a un proceso de nucleación similar al descrito para este caso.

COMPOSICION QUIMICA.

Se han seleccionado cuatro muestras para la realización de análisis químicos de los granates por microsonda. Estas muestras presentan contenidos diferentes en carbonatos y varían entre mármoles y micasquitos calcíticos. Los resultados analíticos más significativos se presentan individualmente en el Apéndice A.III-3. En la Tabla VI.8 se recoge la composición media general de los granates de las rocas metacarbonatadas.

Tabla VI.8. Composición media de los granates de las rocas carbonatadas de la cobertera del manto del Mulhacén.

SiO ₂	36.95	Alm	60.50
Al ₂ O ₃	21.12	Sps	2.70
Cr ₂ O ₃	0.02	Prp	7.53
TiO ₂	0.15	Grs	29.28
FeO	27.93		
MnO	1.23		
MgO	1.95		
CaO	10.55		

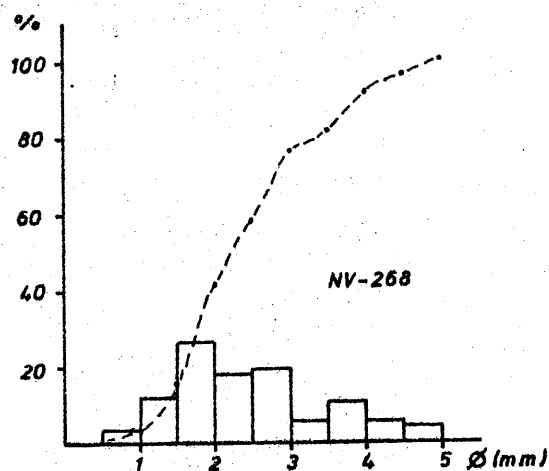
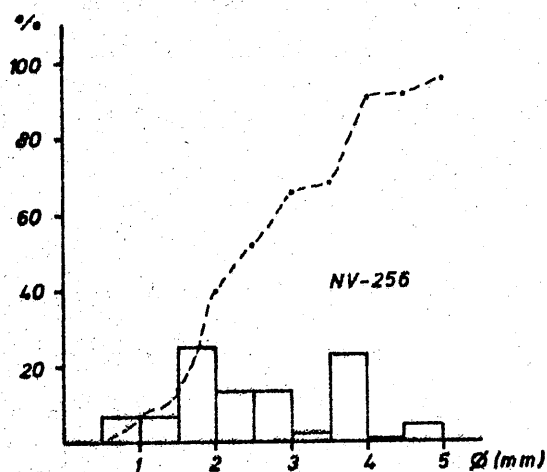
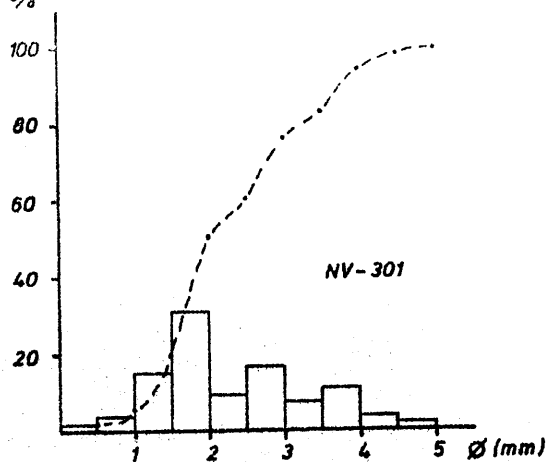
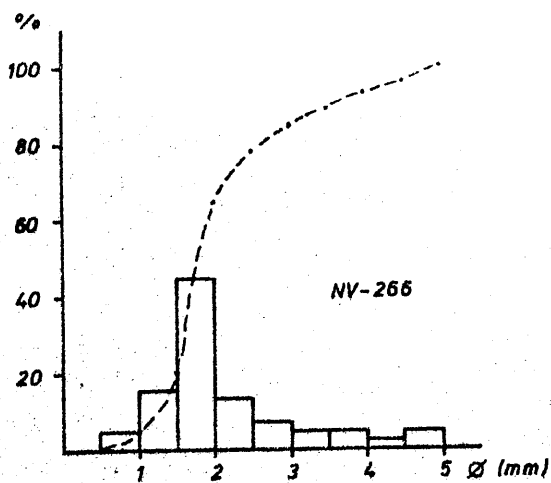


Fig.VI.28. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de rocas carbonatadas de la cobertera del Manto del Mulhacén.

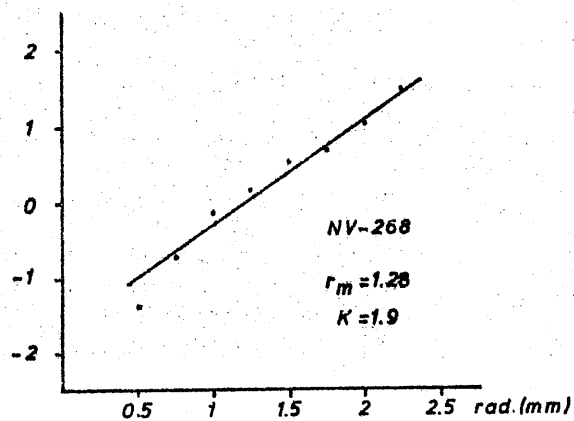
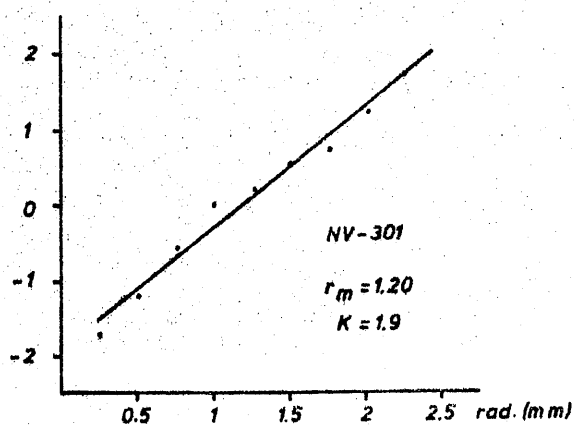


Fig.VI.29. Distribución de tamaños y valores del parámetro K de los granates de las rocas carbonatadas de la cobertera del Manto del Mulhacén.

La composición media de los granates analizados, calculada mediante la media ponderada de los análisis puntuales de cada cristal, es bastante semejante, particularmente respecto al contenido en Fe, Ca y Mg. Las únicas diferencias significativas se registran en la cantidad de Mn, que es sensiblemente superior en los granates pertenecientes a rocas con proporciones de carbonatos más altas. Los granates son esencialmente almandínicos (59-63%), con proporciones elevadas de grosularia (27-32%) y cantidades menores de piropo (6,8-8,3%) y espesartina (1,0-4,7%). El componente andradita es el menos abundante y su proporción puede estimarse, como máximo, en un 3%. En comparación con otros granates de Sierra Nevada, estos granates presentan los contenidos más altos en grosularia y, junto a los de las metabasitas, la proporción de almandino más baja. Además, pueden considerarse moderadamente ricos en espesartina y pobres en piropo, en relación con los granates de las metapelitas asociadas a las rocas carbonatadas (Fig.VI.30).

ZONACION QUIMICA.

Los granates de las rocas metacarbonatadas muestran, respecto a la zonación, algunas diferencias importantes entre ellos. Los pertenecientes a rocas con una elevada proporción de carbonatos, presentan perfiles bastante planos y pueden considerarse como composicionalmente homogéneos, mientras que a medida que disminuye el contenido en carbonatos en la roca, la zonación del granate se hace más acusada y, al mismo tiempo, se acentúan las irregularidades de los perfiles (Fig.VI.31).

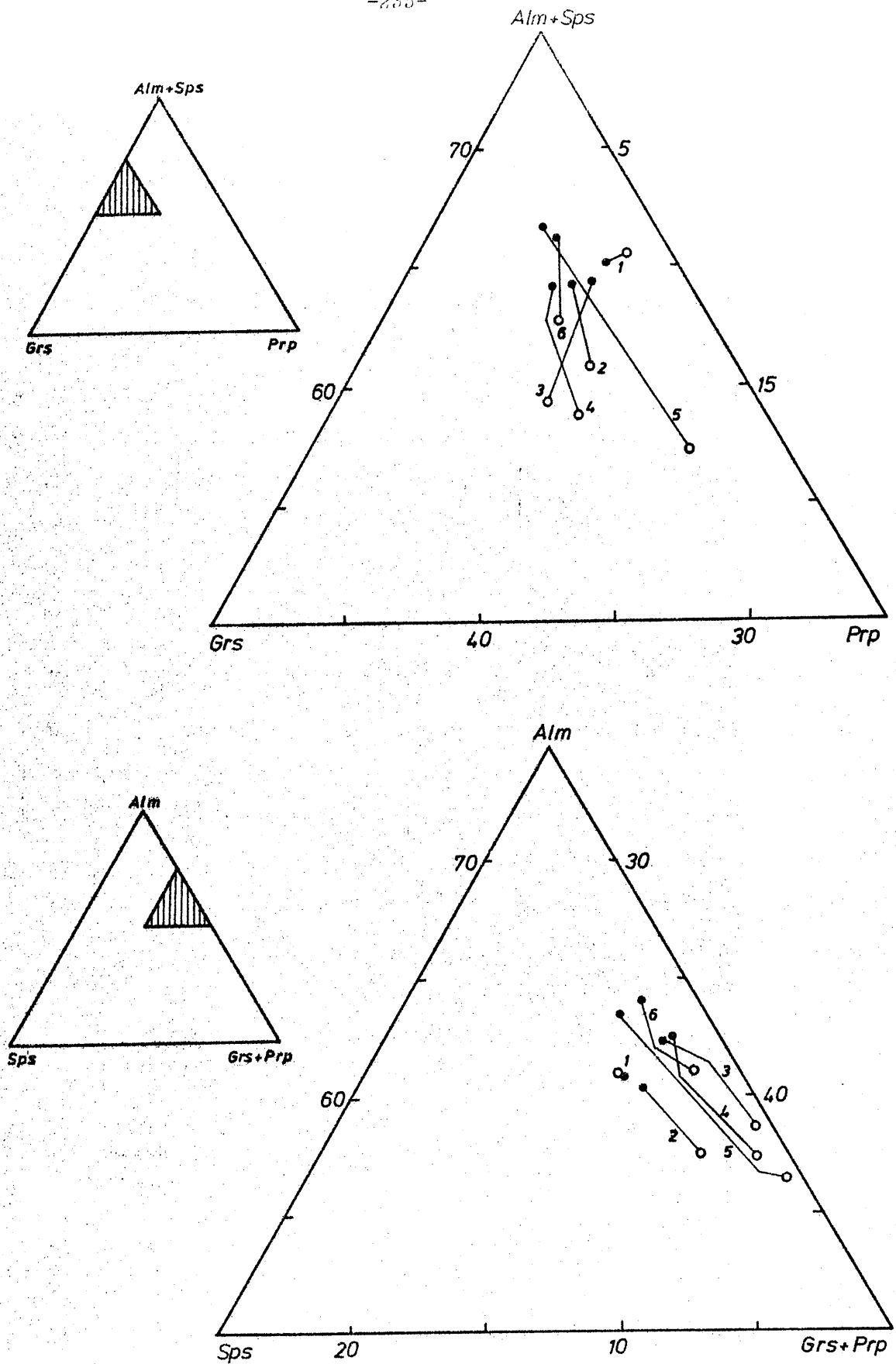


Fig.VI.30. Composicion de los granates de las rocas carbonatadas de la cobertera del Manto del Mulhacén. (●) Centro, (○) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-3).

La variación del contenido en Mg y Mn, aunque sujeta a ciertas oscilaciones, sigue una tendencia "normal", caracterizada por un aumento en Mg y una disminución en Mn desde el centro a la periferia del cristal. Por el contrario, la distribución de Ca y de Fe se caracteriza por su irregularidad y por su tendencia fluctuante. Además, debe resaltarse el comportamiento antitético entre ambos elementos, de modo que un aumento en uno de ellos se corresponde con una disminución del otro, originándose, por tanto, perfiles casi especularmente simétricos. Las variaciones relativas en el contenido en Ca pueden alcanzar casi un 20% y en el contenido en FeO llegan al 10%.

Los análisis realizados revelan, además, que los restantes elementos que componen el granate (Si, Al, Ti, Cr) no se distribuyen de modo totalmente homogéneo, pero sus variaciones no presentan tendencias definidas y no son significativas desde el punto de vista genético. En el caso del Si y del Al, su distribución está parcialmente determinada por la proporción relativa de Mg, Mn, Fe y Ca; en el caso del Cr y del Ti las oscilaciones que presentan pueden deberse, de modo importante, a fluctuaciones analíticas, habida cuenta la baja proporción en que se encuentran.

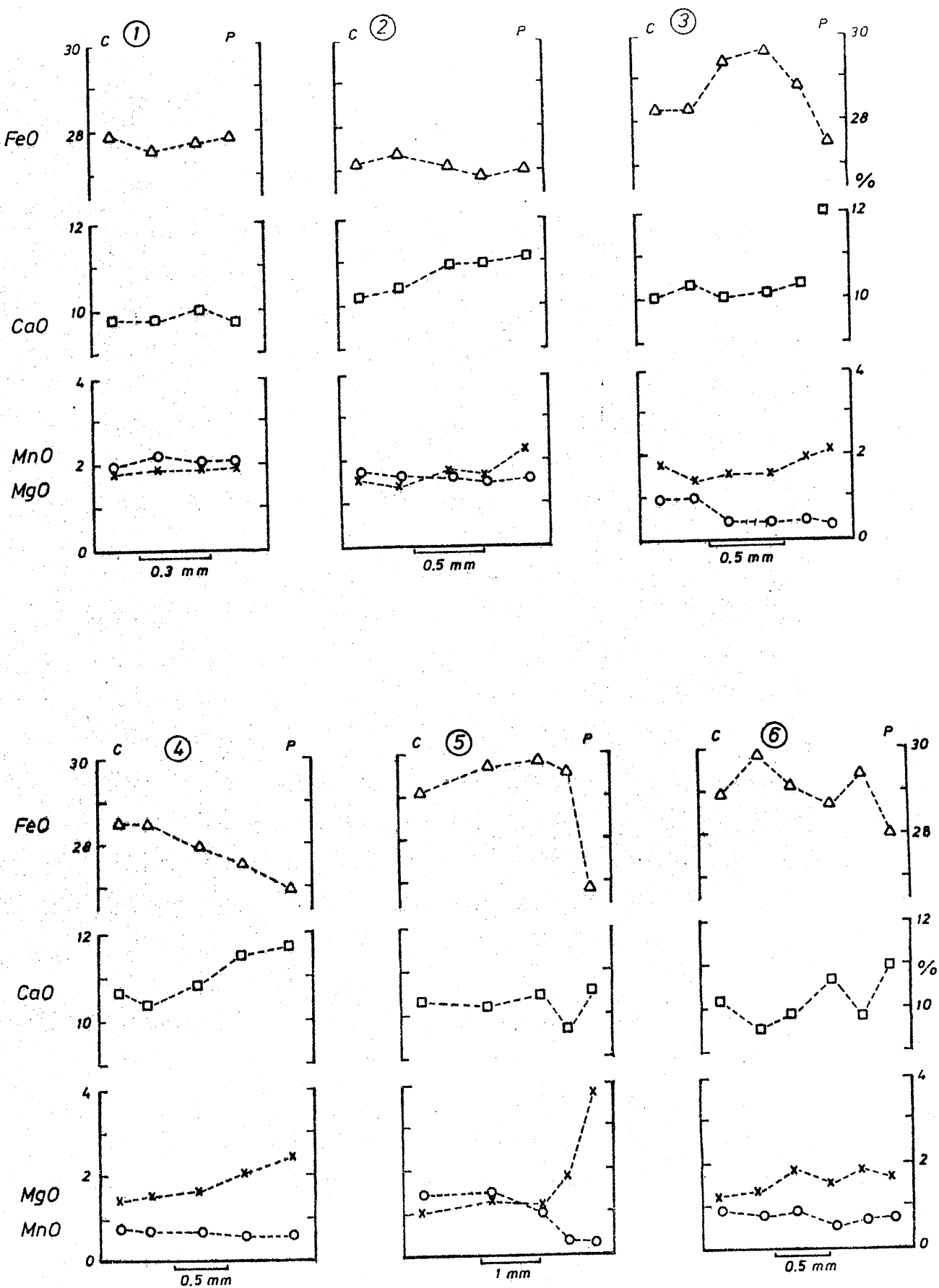


Fig.VI.31. Perfiles de zonación composicional, de granates de las rocas carbonatadas de la coberbertera del Manto del Mulhacén. (c) Centro, (p) periferia.

VI.2.3. GRANATES DE LAS METABASITAS

ASPECTOS TEXTURALES

En las eclogitas más típicas (tipo I) los granates son extraordinariamente abundantes y junto a la onfacita constituyen prácticamente la totalidad de la roca. La proporción de granate es aproximadamente del 30-40%, aunque en algunas muestras desciende hasta el 10% (Lámina XVI, a,b).

Los granates son idioblásticos y se presentan con tamaños muy diferentes según las muestras (20 micras hasta 1 mm). En unos casos su diámetro medio es del orden de 100 micras mientras que en otros puede alcanzar hasta 500-700 micras. Los cristales de granates pueden estar aislados, agrupados a manera de racimos o, más raramente, incluidos en cristales de onfacita. Casi siempre carecen de inclusiones o estas se limitan a algunos cristalitos de rutilo y epidota, o excepcionalmente de glaucofana (?) (Lámina XVI,b,c). En las eclogitas poco transformadas, el granate permanece intacto, pero a medida que las rocas han sufrido una transformación mayor es habitual que los cristales de granate presenten una aureola de anfíbol que también se extiende a lo largo de las fracturas (Lámina XVI,d). El anfíbol puede estar acompañado por ilmenita. También a favor de fracturas se forma, en otros casos, pistacita.

En las eclogitas del tipo II -recuérdese que son aquellas en las que la recristalización metamórfica ha preservado una buena parte de los rasgos texturales de la roca ígnea original- los granates se presentan de varios modos. El más llamativo lo constituye el desarrollo de estructuras coroníticas a partir de fenocristales originalmente de plagioclasa (Lámina XVI,e,f; Lámina XVII,a). Estos fenocristales (de 1 a 5 mm de longitud) están en la actualidad pseudomorfizados por agregados de cristales de diferente naturaleza (véase IV.3.8.1.). La estructura co-

ronítica sólo se ha desarrollado en una pequeña parte de los pseudomorfos. Puede ser continua o discontinua, y está constituida por un número variable de cristales de granate (entre unos pocos y dos o tres decenas, Láminas XVI,e y XVII,a). Los granates son idioblásticos (o hipidioblásticos), de tamaño comprendido entre 100 y 500 micras, y contienen inclusiones de rutilo y epidota. El interior de la corona está formado por cristales de distena (de tamaño superior al mm) transformados en grado muy variable a mica incolora de grano fino; también pueden existir algunos cristallitos aislados de granate, a veces, incluidos en la propia distena (Lámina XVI,f).

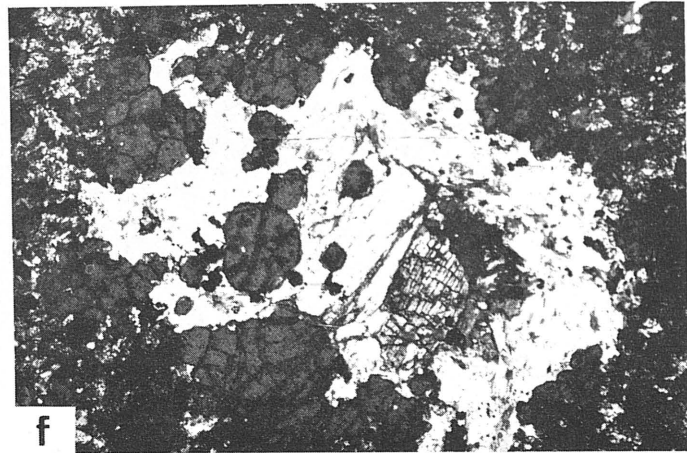
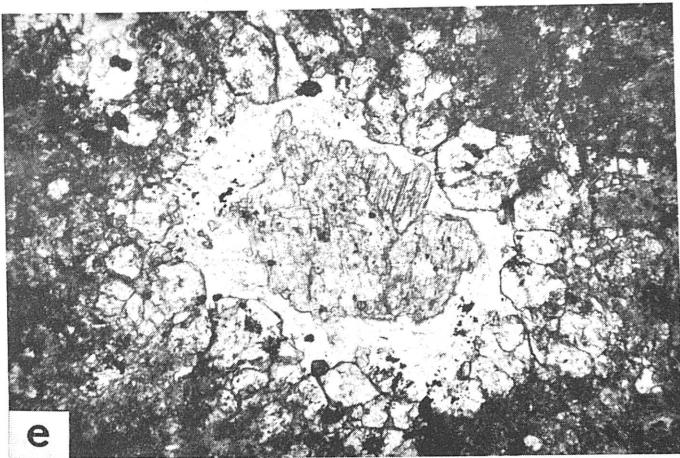
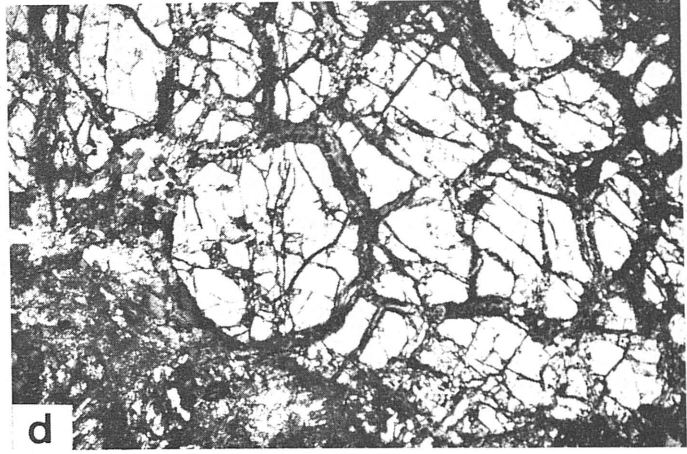
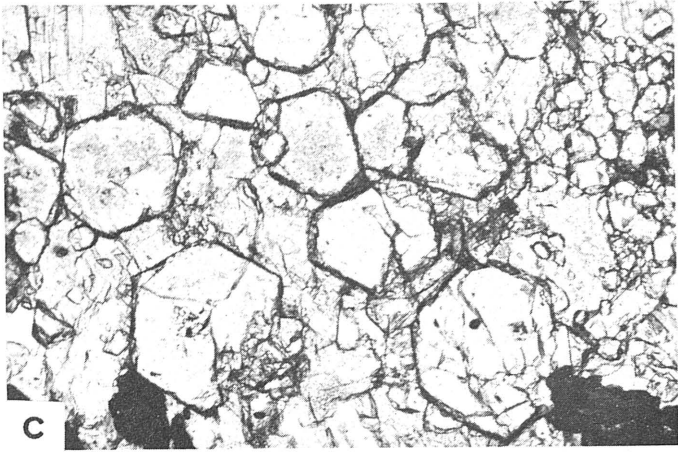
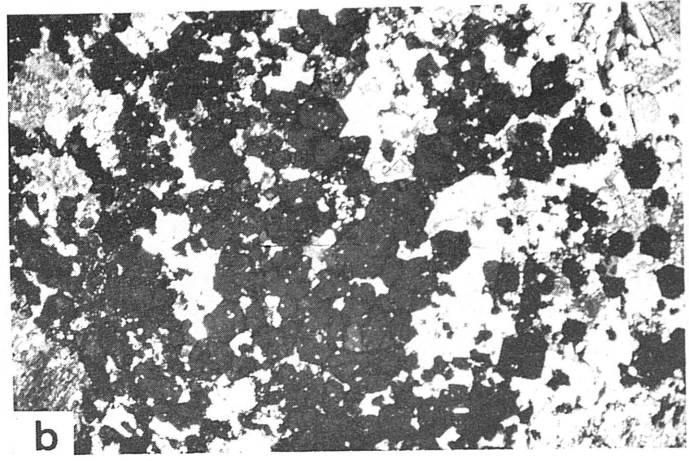
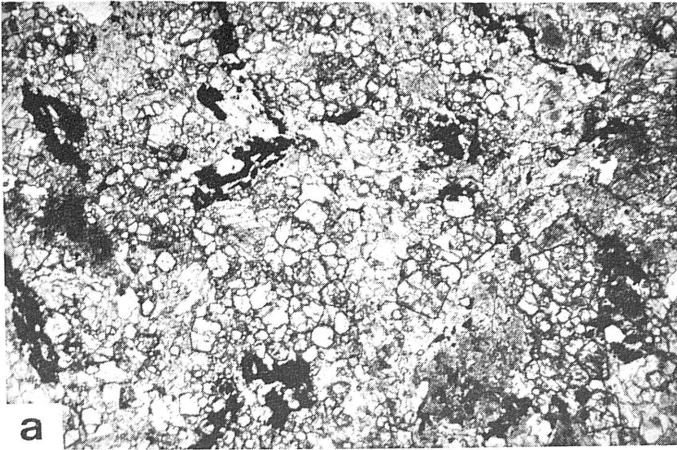
Formando parte de la matriz de las eclogitas del tipo II, los granates se encuentran en proporciones que oscilan entre el 3 y el 10%, y se distribuyen casi homogéneamente o constituyen agrupaciones de cristales restringidas a algunas zonas de la matriz (Lámina XVII,a,b). El hábito de estos granates es idio- o hipidioblástico, aunque a veces presentan los contornos corroídos por transformación posterior a anfíbol o biotita. El tamaño de los cristales es muy variable; así, mientras que en unas muestras el diámetro medio es de unas 100 micras, en otras llega a 500 micras, e incluso a casi 1 mm. Las inclusiones son generalmente escasas y se limitan a algunos cristales de rutilo, clinozoisita y glaucofana (?), que se disponen desorientados u orientados, definiendo una S_1 rectilínea que se interrumpe en la zona periférica de los cristales (Lámina XVII,f). La fracturación de los granates es bastante común (Lámina XVII,d) y ha favorecido su transformación parcial a epidota, anfíbol y biotita. Con características idénticas a las descritas no es raro encontrar granates en el interior de los pseudomorfos de las eclogitas tipo II (Lámina XVII,e).

Los granates de las anfibolitas granatíferas se caracterizan, en primer lugar, por su gran tamaño. En la mayor parte de estas rocas el diámetro de los cristales supera los 2 mm, siendo bastante frecuentes los grana-

tes de 5-7 mm. El tamaño máximo encontrado ha sido de 2 cm. Son bastantes abundantes y suponen entre el 5 y el 20% del volumen total de la roca (Lámina XVIII,a).

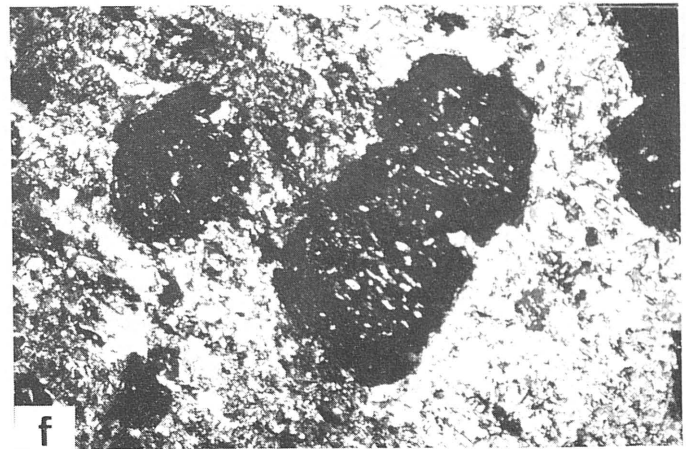
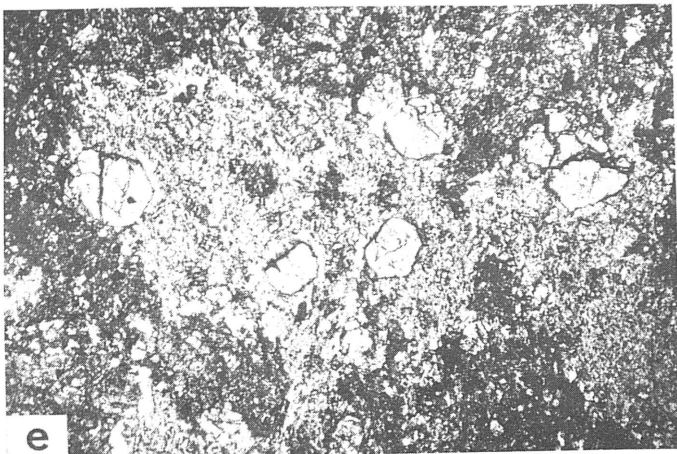
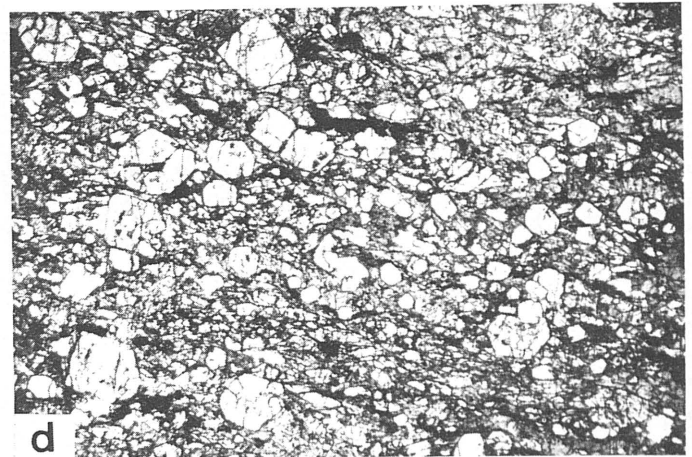
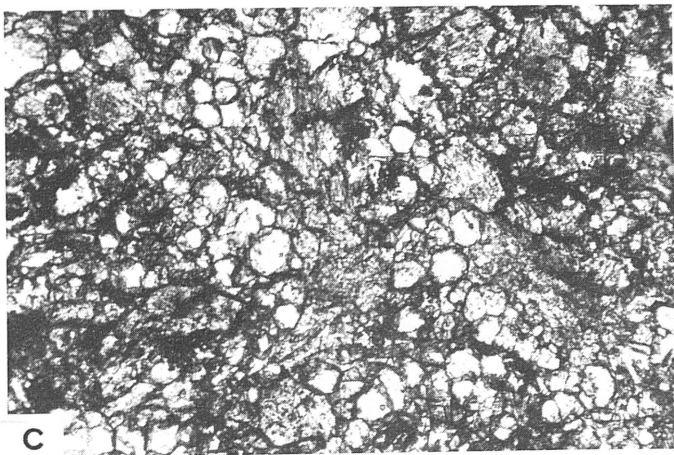
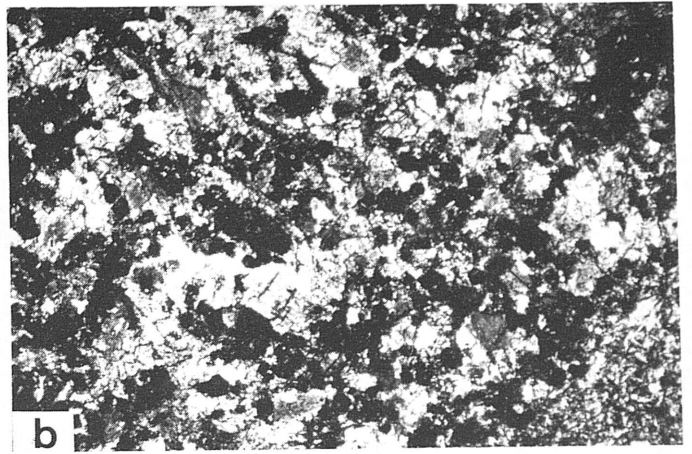
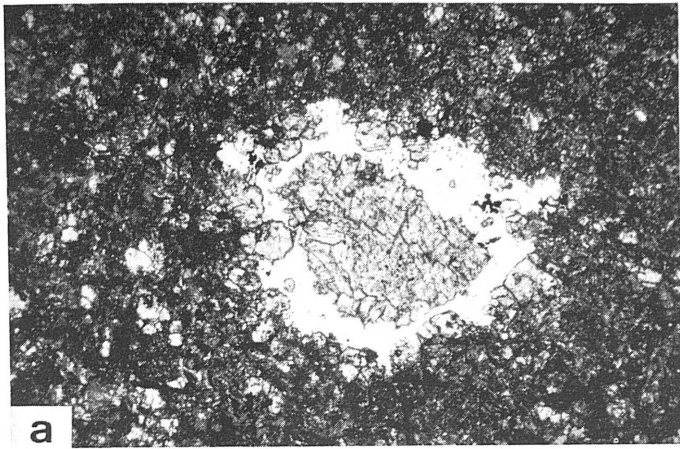
El hábito más común de los cristales es idioblástico pero, a veces, este carácter ha desaparecido a causa de la transformación superficial a otros minerales (Lámina XVIII,b). Los granates suelen presentar abundantes y variadas inclusiones: rutilo, epidota, cloritoide, glaucofana, cuarzo, ilmenita, anfíbol cálcico, mica incolora y, más raramente, zircon, distena y carbonatos. En algunos casos, parte de los minerales citados pueden proceder de transformación de zonas internas del granate-adyacentes a fracturas, siendo difícil discernir si se trata de auténticas inclusiones o de productos de transformación. Las inclusiones pueden estar irregularmente distribuidas o bien orientadas según una S₁ que adopta formas sigmoidales o rectilíneas (Lámina XVIII,d). Además, las inclusiones pueden afectar a la totalidad del granate o estar restringidas a las zonas central y media, interrumpiendo su continuidad en la parte periférica del cristal y dando lugar a zonaciones texturales muy marcadas (Lámina XVIII,d).

Es bastante común en estos granates la existencia de aureolas de transformación de amplitud y mineralogía variables. Generalmente esta aureola es estrecha (no excede de 50-100 micras), pero en algunas ocasiones alcanza un gran desarrollo y afecta a gran parte del granate (Lámina XVIII,e,f). Las asociaciones minerales reconocidas en la zona de transformación han sido: anfíbol + mica incolora (+ biotita), epidota + mica incolora + anfíbol (+biotita), epidota + anfíbol + biotita y anfíbol + epidota + plagioclasa + mica incolora. Además de los citados, es frecuente la existencia de clorita magnesiánica, a veces formada como producto de alteración del granate en relación con fracturas tardías.



LAMINA XVI

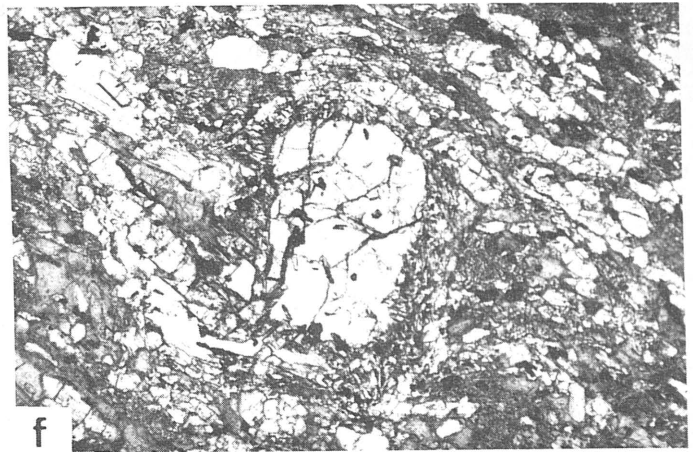
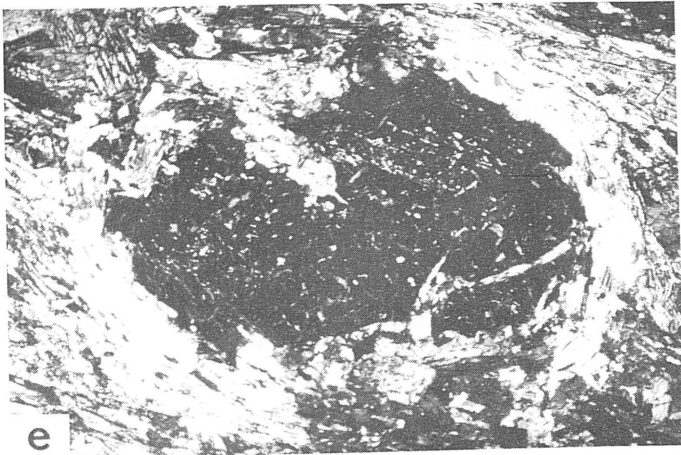
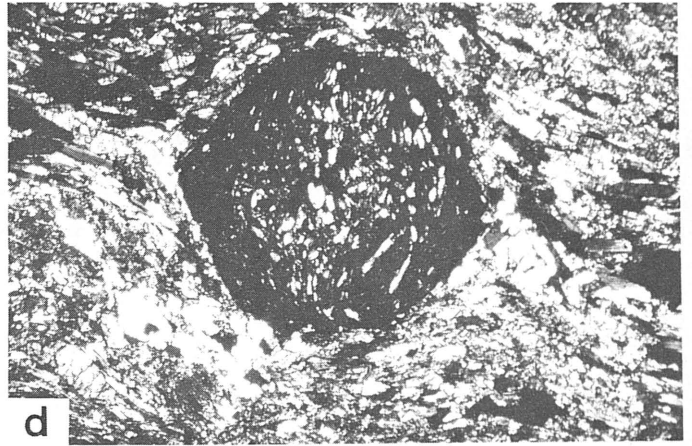
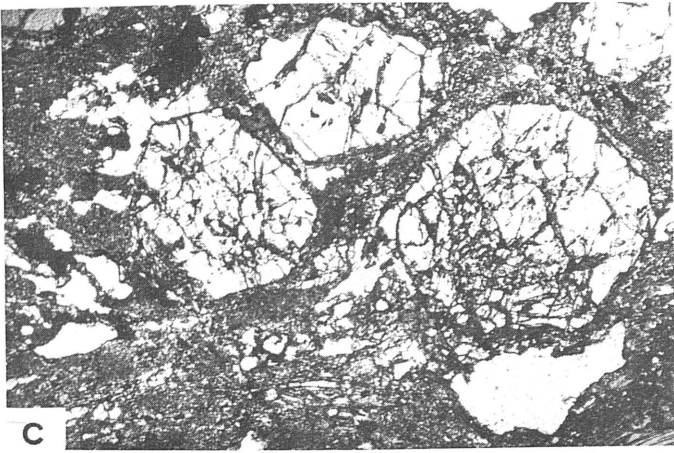
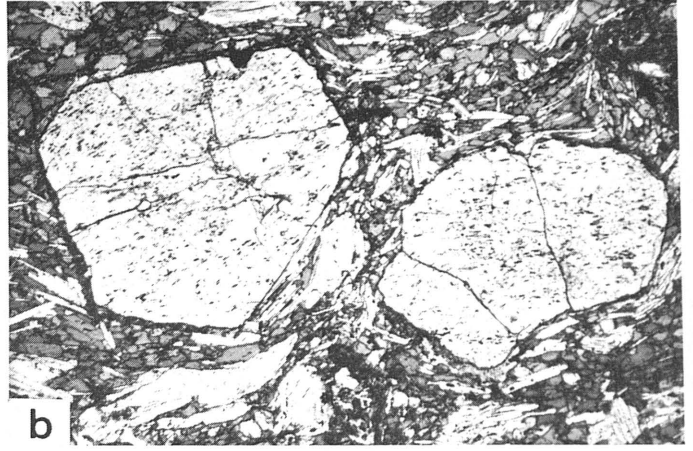
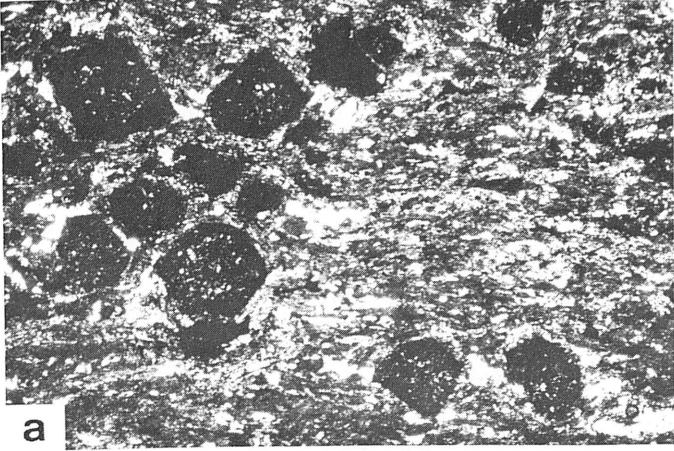
- a.- Aspecto general de una eclogita tipo I. Se distinguen los -
cristales de granate, onfacita y rutilo (x13).
- b.- Eclogita tipo I. Los granates son de pequeño tamaño idio-
blásticos y no contienen inclusiones (x25).
- c.- Detalle de los granates idioblásticos de las eclogitas tipo
I. (x65).
- d.- Granates de las eclogitas tipo I. parcialmente transforma--
dos, en la periferia y en fracturas, a anfíbol y pequeños -
cristales de ilmenita (x25).
- e.- Estructuras coronítica en una eclogita tipo II. La corona -
está compuesta por pequeños granates idioblásticos. La par-
te central por distena parcialmente transformada en micas in
coloras (x25).
- f.- Otra estructura coronítica. La distena incluye cristales de
granate (x25).



LAMINA XVII

LAMINA XVII

- a.- Estructura coronítica desarrollada en una eclogita tipo II. La corona, discontinua, está compuesta por granates y el núcleo por distena parcialmente transformada en micas incoloras (x13).
- b , c.- Eclogitas de grano fino del tipo II. Se distinguen cristales mayores de onfacita y pequeños de granate y de rutilo. (b x25 , c x65).
- d.- Eclogita de tipo II de grano medio con granates idioblásticos, inalterados y sin inclusiones (x10).
- e.- Eclogita tipo II. Se observa un pseudomorfo constituido principalmente por mica incolora, y cantidades pequeñas de epidota y albita. Incluye granates idioblásticos (x10).
- f.- Detalle de los granates anteriores mostrando una esquistosidad interna, definida por la orientación de las inclusiones de epidota y rutilo, que se interrumpe en la zona periférica del cristal (x25).



LAMINA XVIII

- a.- Aspecto de una anfibolita granatífera, con buen desarrollo de textura esquistoso-nematoblástica (x13).
- b , c.- Granates idioblásticos de tamaño medio o grueso pertenecientes a anfibolitas granatíferas (b x10 , c x25).
- d.- Zonación textural en granates de las anfibolitas granatíferas. El núcleo contiene inclusiones de epidota y rutilo -- orientadas según una S_1 , que se interrumpe en la zona periférica del cristal (x10).
- e.- Formación de una aureola leucocrática por transformación de la zona periférica del granate en plagioclasa y mica incolora con cantidades menores de clorita magnésiana y epidota - (x25).
- F.- Granate transformado en los bordes a epidota y a pequeños + cristalitos contituidos por intercrecimientos de óxidos de Fe y de Ti (x31).

TAMAÑO Y NUCLEACION

En la Tabla VI.9 y en la figura VI.32 se presentan un resumen de datos relativos al tamaño y a la proporción de granate en una serie de muestras representativas de los diferentes tipos de metabasitas.

Tabla VI.9. Parámetros relativos al tamaño y a la proporción de granate en las metabasitas del manto del Mulhacén.

Muestra	ϕ_m (mm)	s	K	crtcs/cm ²	%modal
NVA-121	0.07	0.05	-	7000.0	35.0
NVA-123	0.27	0.15	1.5	450.0	30.0
NVA-112	0.05	0.02	2.2	2800.0	4.8
NVA-124	0.18	0.09	1.5	245.0	7.6
NV-75	0.45	0.24	-	36.4	7.5
NV-333	1.90	1.44	-	1.2	5.1
NV-328	1.93	0.79	1.8	2.0	6.8
NV-330	2.35	2.73	-	1.3	13.0
NV-326	2.42	1.58	-	1.3	8.6
NVA-105	2.52	1.27	1.5	3.1	19.0

Eclogitas tipo I: NVA-121, NVA-123. Eclogitas tipo II: NVA-123, NVA-112, NV-75. Anfibolitas granatíferas: NV-333, NV-328, NV-330, NV-326, NVA-105.

Las eclogitas tipo I se caracterizan por su elevada proporción de granate así como por su alta densidad de nucleación, que puede llegar hasta 7000 cristales por cm². En algunos puntos de estas rocas la nucleación ha sido favorecida dando origen a una gran cantidad de cristales-

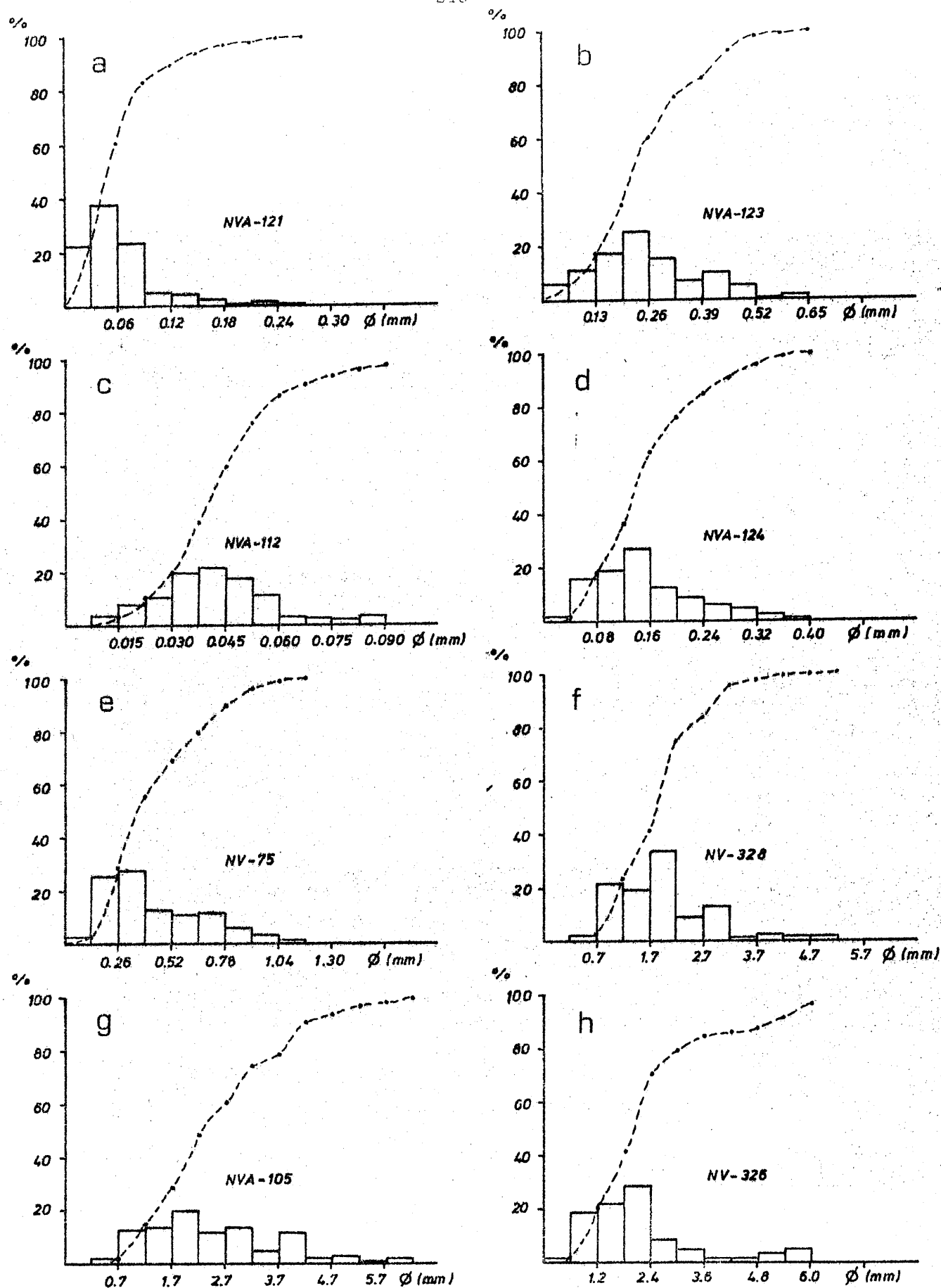


Fig.VI.32. Distribución de frecuencias relativas de tamaños y curvas de nucleación de los granates de las metabasitas del Nanto del Mulhacén.

que crecieron hasta contactar con otros adyacentes, interrumpiendo su crecimiento y formando apiñamientos de cristales adosados. En estos casos la distribución actual de tamaños no refleja adecuadamente la evolución en el tiempo del proceso de nucleación de los granates.

En las eclogitas del tipo II, dejando aparte la formación de las estructuras coroníticas, la nucleación de granates en la matriz ha sido más homogénea que en las del tipo I, pero también está caracterizada por una elevada densidad de nucleación que puede alcanzar hasta 3000 cristales por cm^2 en las muestras con granates más pequeños. En este tipo de eclogita no es común la yuxtaposición de cristales. Las curvas de distribución de tamaños (Fig. VI.32,c,d,e) son unimodales y sesgadas hacia las clases de mayor tamaño. Los valores de K evidencian una alta relación entre la velocidad de nucleación y la velocidad de crecimiento.

Las anfibolitas granatíferas poseen granates de tamaño muy superior (entre 5 y 50 veces) al de las eclogitas. Se caracterizan por poseer un amplio margen de tamaños de granates que comprende, en algunas muestras, desde cristales inferiores a 0,5 mm a otros de dimensiones superiores al cm. Por tanto la nucleación ha sido lenta y ha continuado cuando algunos granates habían alcanzado ya un tamaño considerable. Las curvas de distribución de frecuencias de tamaños (Fig. VI.32,f,g,h) son multimodales y ponen de manifiesto la existencia de varios pulsos en los que se acentúa el proceso de nucleación. La densidad de nucleación es muy baja (1-3 cristales por cm^2) y la distribución de los granates en la roca es bastante homogénea.

COMPOSICION QUIMICA

Los granates de las metabasitas del manto del Mulhacén poseen una composición química netamente diferenciada de los demás granates del complejo de Sierra Nevada formados en otros tipos de rocas.

En la Tabla VI.10. se presentan la composición media, la desviación típica y el intervalo de variación de los granates de las metabasitas. - Puede observarse que estos granates son esencialmente almandínicos - (54-65%), con cantidades importantes de los componentes grosularia (17-29%) y piropo (10-22%), y que el contenido en esferartina es extremadamente bajo (0,3-2%). Los análisis químicos individualizados correspondientes a las zonas más significativas de cada granate se exponen - en el Apéndice A.III.4.

Tabla VI.10. Composición media, desviación típica e intervalo de variación de los granates de las metabasitas del manto del Mulhacén.

	Media	s	Min	Max
SiO ₂	38.24	0.26	37.93	38.53
Al ₂ O ₃	21.27	0.33	20.79	21.62
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.06
TiO ₂	0.09	0.01	0.07	0.11
FeO	27.19	1.77	24.52	29.10
MnO	0.50	0.25	0.14	0.96
MgO	4.23	1.04'	2.42	5.70
CaO	8.23	1.66	6.00	10.49
Na ₂ O	0.04	0.02	0.02	0.06
Alm	59.41	4.10	53.92	64.51
Sps	1.10	0.56	0.31	2.14
Prp	16.45	3.96	9.56	21.88
Grs	23.04	4.70	16.93	29.27

En la Figura VI.33 se muestran los diagramas composicionales de los granates. Las composiciones son, en líneas generales, semejantes, especialmente entre granates de una misma roca, lo que se traduce en un buen agrupamiento de las muestras analizadas. El hecho más notable es que los diferentes tipos de metabasitas distinguidos (eclogitas tipos I y II, y anfibolitas granatíferas) contienen granates de composición similar, de modo que no pueden discriminarse varios tipos de granates en función de los tipos de rocas. No obstante, sería necesario un mayor número de análisis para confirmar esta circunstancia.

El contenido en FeO de los granates varía entre el 24,5 y el 29%, lo que representa unos valores bajos en comparación con los granates de las rocas metapelíticas asociadas en la serie litológica. Los valores más elevados corresponden, curiosamente, a granates pertenecientes a las muestras más opuestas desde el punto de vista mineralógico y textural, por una parte la eclogita más típica y, por otra, la anfibolita granatífera también más típica.

El contenido en CaO es elevado en todos los granates (entre 6 y 10,5%) y es equiparable al que poseen bastantes granates de rocas metapelíticas tanto del manto del Mulhacén como del Veleta, aunque, en conjunto, es superior al de estas últimas rocas mencionadas. Es inferior, sin embargo, al de los granates de las rocas carbonatadas. La concentración en CaO, es inversamente proporcional a la concentración en FeO.

Los contenidos en MgO y MnO son los más altos y más bajos, respectivamente, de los granates de Sierra Nevada. La proporción atómica del Mg se aproxima a la del Ca en muchos de los granates estudiados, e incluso puede llegar a superarla, especialmente en granates de anfibolitas granatíferas. La concentración en MnO es muy baja, suponiendo, en promedio, sólo el 0,5% y como máximo el 1%. Esto permite considerar la composición de los granates de las metabasitas en términos de tres componentes: almandino(+espesartina), grosularia y piropo.

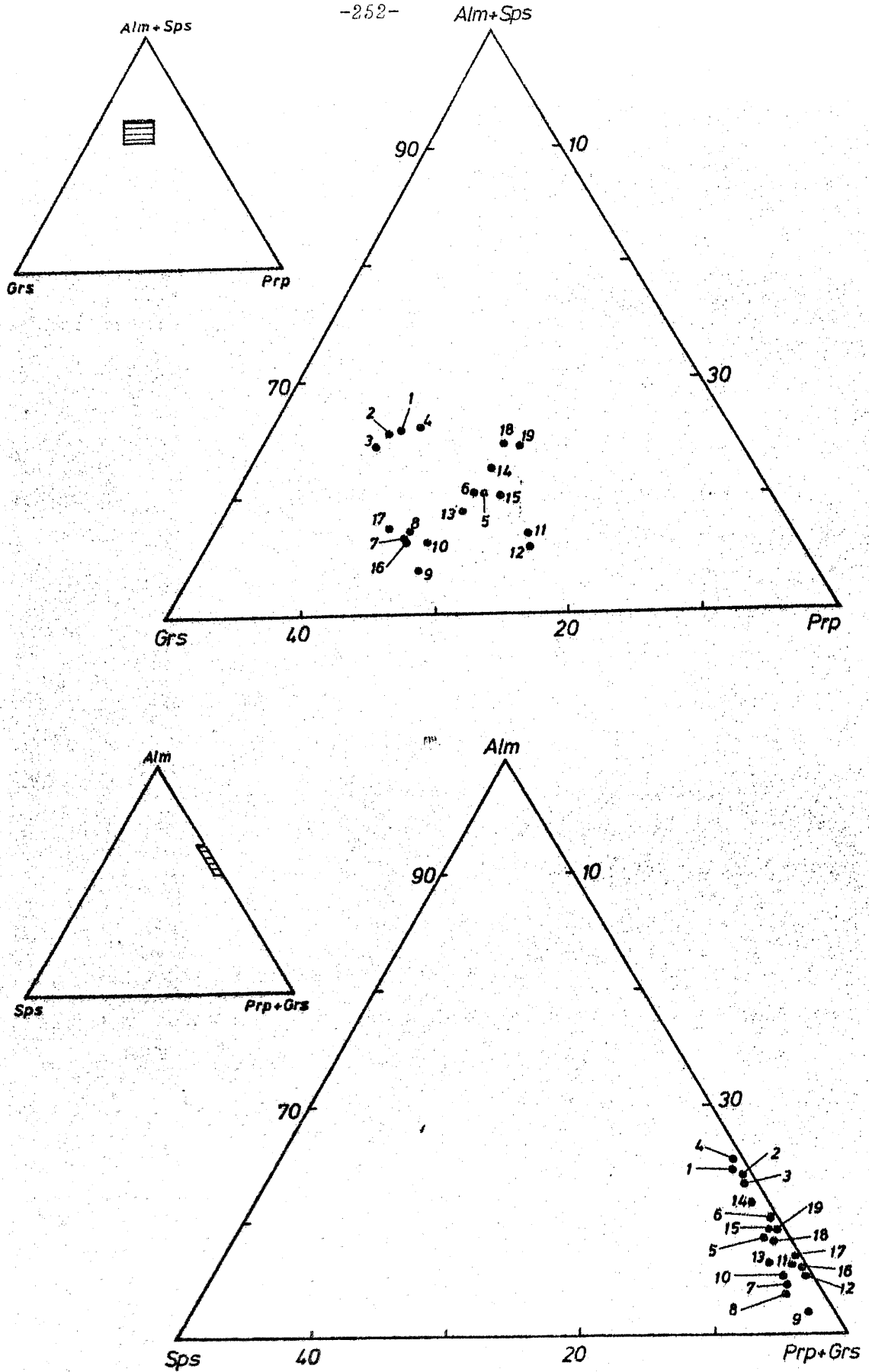


Fig.VI.33. Composición media de los granates de las metabasitas del Manto del Mulhacén. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-4; rocas eclogíticas: 1 a 15, anfibolitas: 16 a 19).

En relación con los elementos minoritarios, la proporción de TiO_2 se mantiene en niveles bajos en todas las muestras estudiadas (0,07-0,11%). Igual ocurre con el Cr, que sólo ha sido detectado, aproximadamente, en una cuarta parte de los análisis puntuales realizados, aunque en algunos de ellos alcanza hasta el 0,2%, expresado como Cr_2O_3 . Sin embargo, las proporciones medias son muy inferiores (de 0 a 0,06%). El Na es un elemento muy escaso en los granates y se encuentra, generalmente, en proporciones inferiores al límite de detección de la microsonda. Los granates estudiados contienen cantidades medias de Na_2O relativamente altas (0,02-0,06%) y, puntualmente, en casi todos ellos se alcanzan valores del 0,1%. Estos contenidos en Na_2O son superiores a casi todos los demás granates de Sierra Nevada, siendo sólo equiparables los que presentan algunos granates de micasquistos albíticos del manto del Veleto.

En conjunto, la composición de los granates de las metabasitas estudiadas es similar a la que presentan habitualmente los granates pertenecientes a rocas eclogíticas y anfibolitas de otras regiones, formadas en condiciones metamórficas semejantes a las de Sierra Nevada (véase VII.3.2.3.).

ZONACION QUIMICA

Todos los granates de las metabasitas analizados están zonados químicamente (Fig.VI.34), si bien esta zonación no suele alcanzar la magnitud que adquiere en los granates de las rocas metapelíticas asociadas. La zonación es más patente para el Mn y el Mg que para el Fe y el Ca.

Respecto a otros elementos, hay que mencionar que la distribución del Si y Al es muy homogénea, con pequeñas fluctuaciones en ambos casos. Los elementos minoritarios (Ti, Cr y Na) presentan una distribución irregular, con fluctuaciones importantes y sin tendencias definidas.

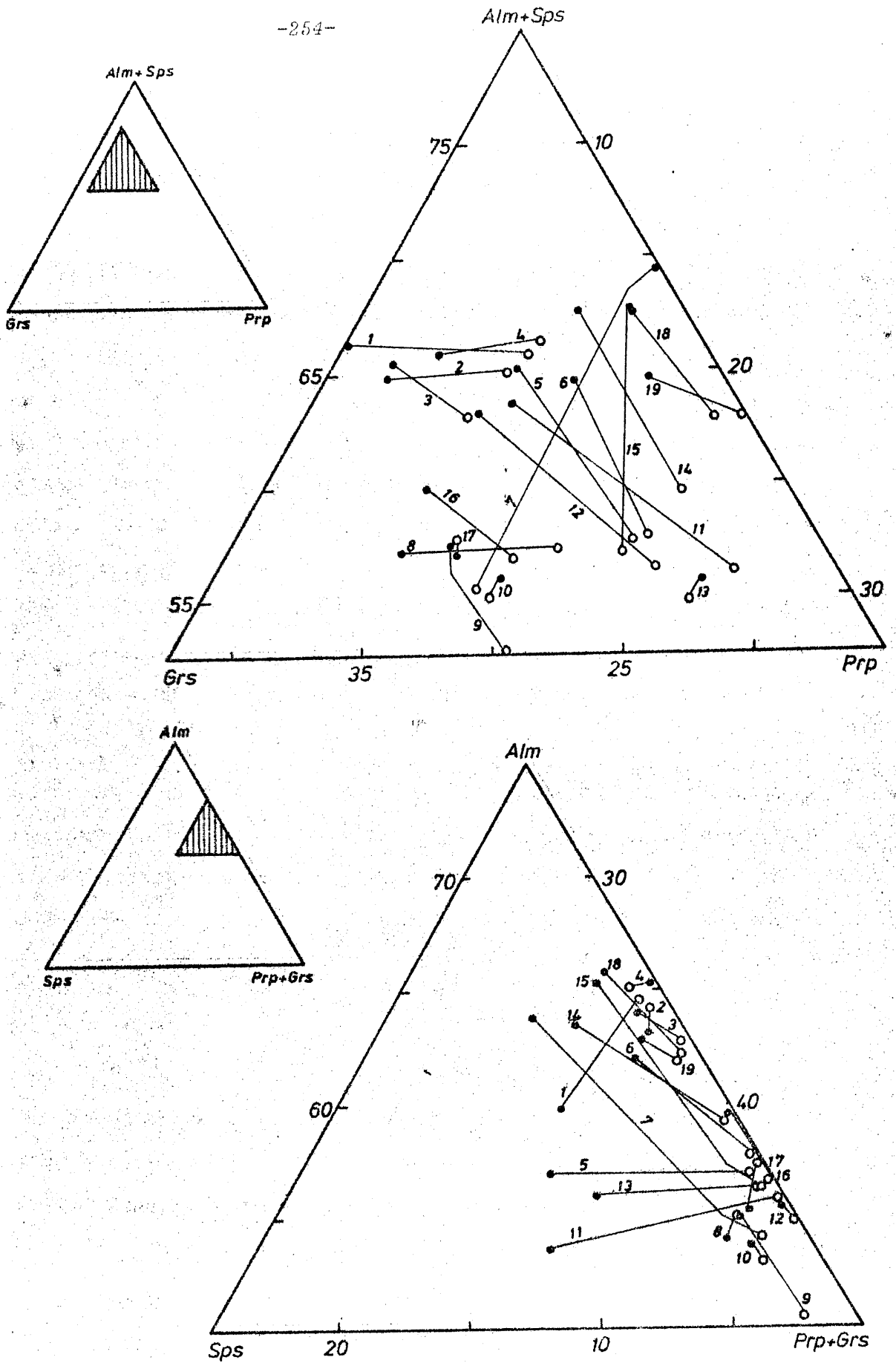


Fig.VI.34. Zonación composicional de los granates de las metabasitas del Manto del Mulhacén. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-4; rocas eclogíticas: 1 a 15, anfibolititas: 16 a 19). (●) Centro, (○) periferia.

Los perfiles de zonación correspondientes a los elementos más característicos (Fe, Mn, Mg y Ca) se muestran en las Figuras VI.35, VI.36 y VI.37.

La zonación del Fe es poco pronunciada ya que la diferencia existente entre la concentración en FeO en la zona central de los granates y en la periferia no excede del 10% y, generalmente, es inferior al 5%. Además, no existe una tendencia general de zonación, de modo que abundan casi en la misma proporción los perfiles de tipo normal, inverso, irregular o sin apenas variación. Esta misma diversidad existe, incluso, en diferentes cristales de una misma muestra.

El Mn se distribuye de acuerdo con una tendencia normal en todos los casos, es decir con una progresiva disminución desde el centro de los cristales hacia la periferia. Esta tendencia está más pronunciada en los granates con un relativamente alto contenido en MnO en los núcleos.

En esta zona, la concentración en MnO puede alcanzar hasta el 4%, aunque el valor medio es del 1,5% y, en bastantes casos, no llega al 1%. En la periferia la concentración de MnO ha disminuído radicalmente hasta valores muy bajos, a veces no detectables con la microsonda. El contenido medio en MnO en esta zona es algo inferior al 0,4%. En la parte más externa de algunos granates se aprecia una inversión débil en la tendencia de zonación que da lugar a bordes ligeramente enriquecidos en Mn.

El Mg también se distribuye con una clara tendencia normal, aumenta gradualmente hacia la periferia de los granates. El incremento medio es del orden del 40%, y oscila entre el 20 y el 60%. La concentración media en MgO en la zona central de los cristales es del 3,5% y asciende hasta 4,8% en la zona externa. El valor más alto registrado corresponde al 6,5% MgO. Los perfiles de Mg son bastante regulares, salvo algunas mínimas inflexiones relacionadas directamente con la evolución del Ca.

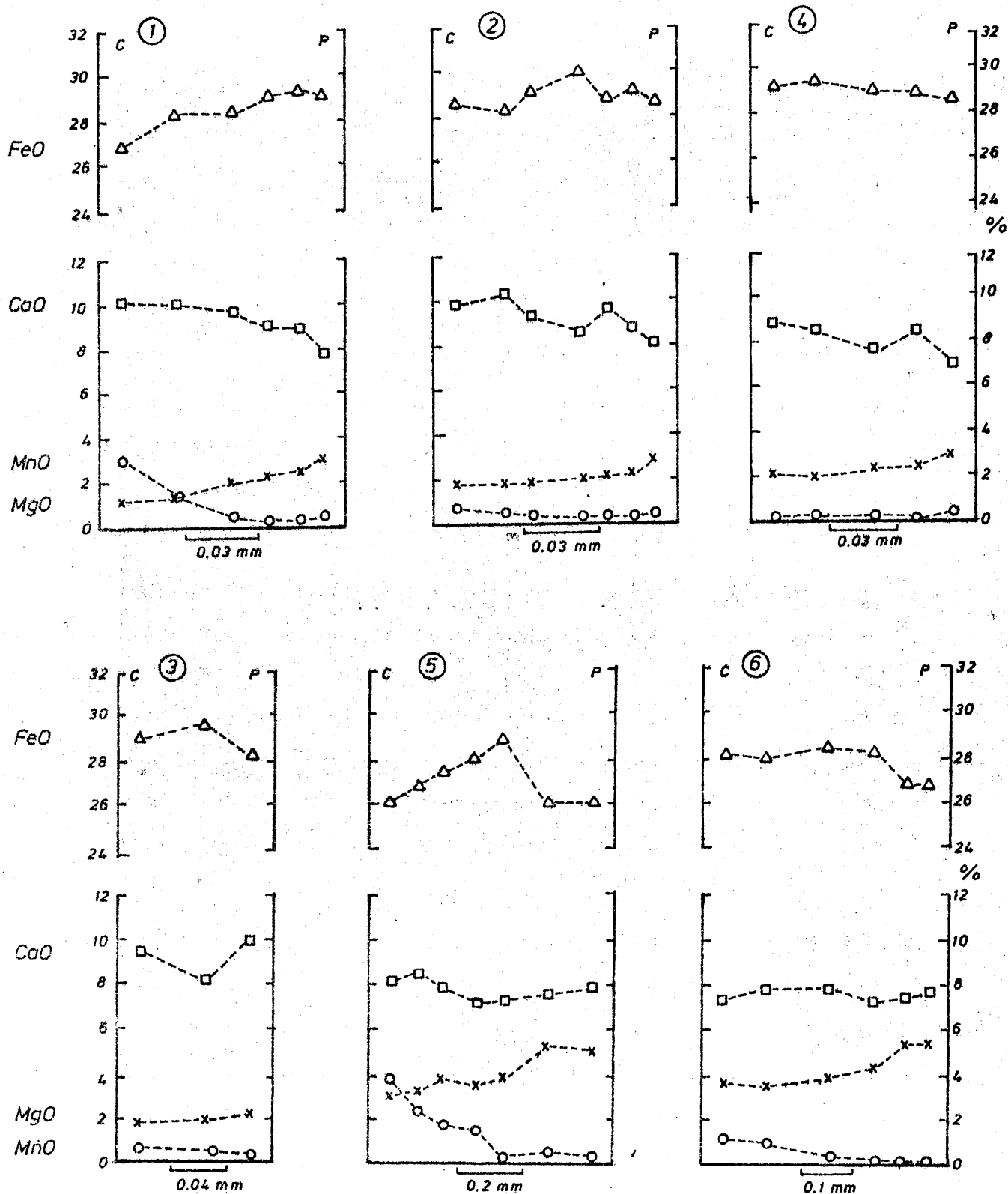


Fig.VI.35. Perfiles de zonación composicional de granates de eclogitas (tipo I) del Manto del Mulhacén. (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-4).

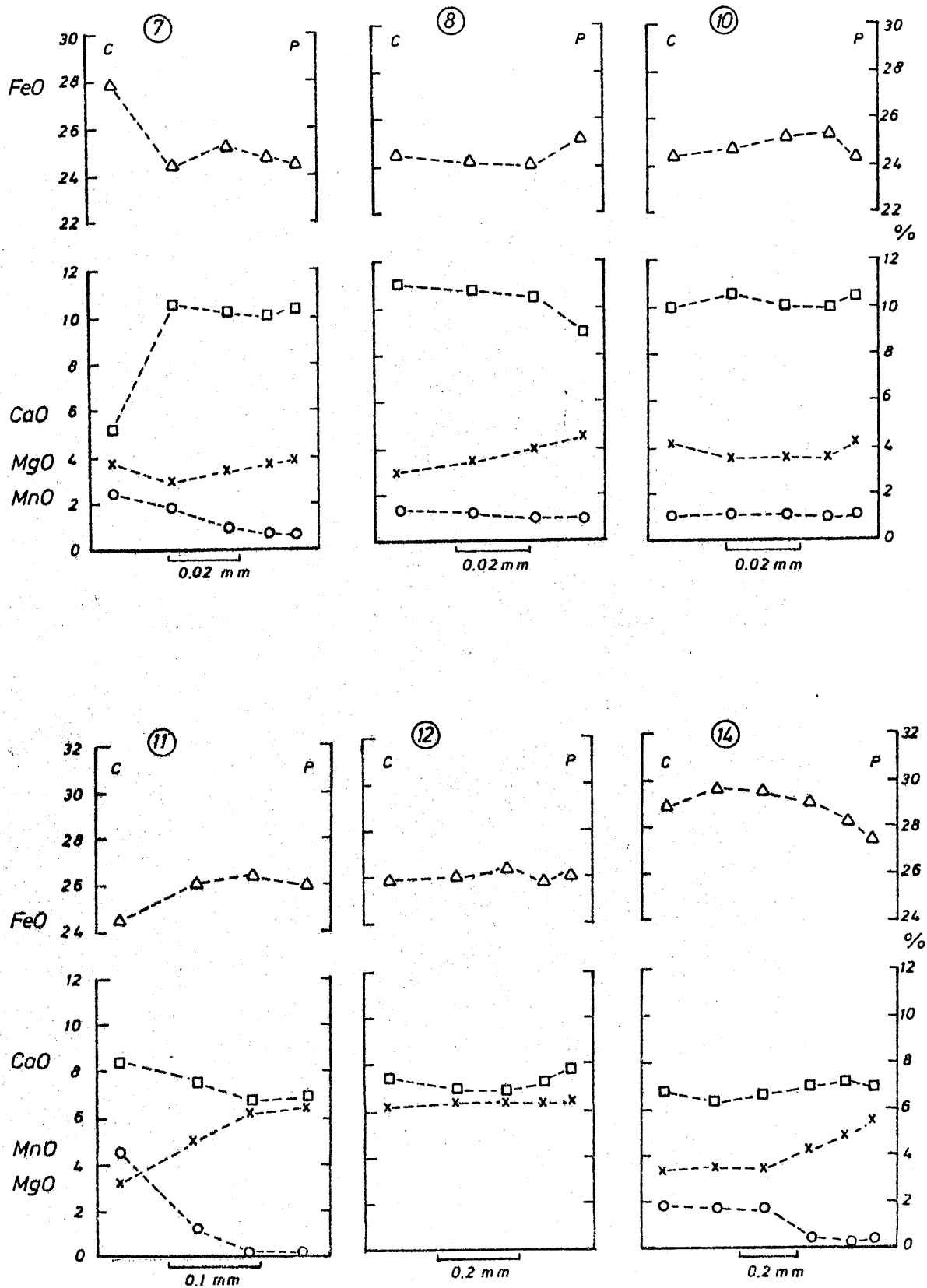


Fig.VI. 36 Perfiles de zonación composicional de granates de eclogitas (tipoII) del Manto del Mulhacén. (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-4).

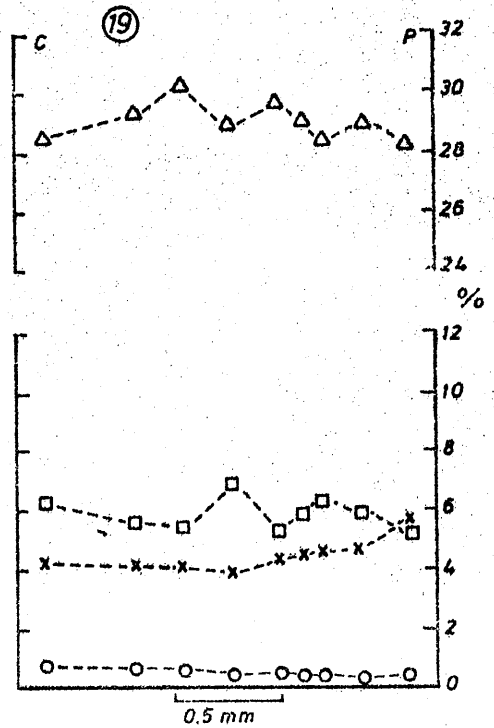
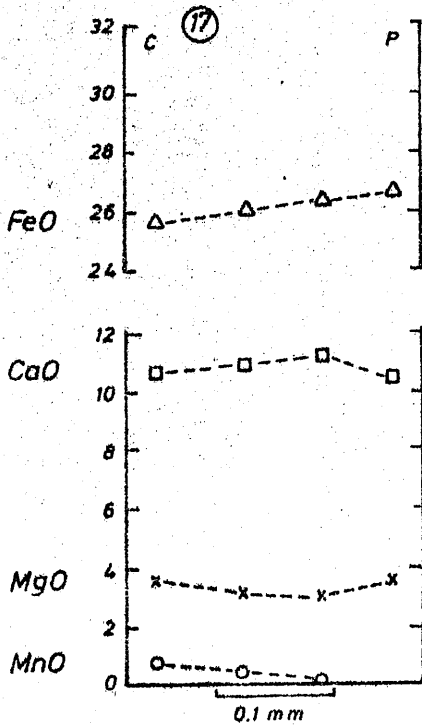
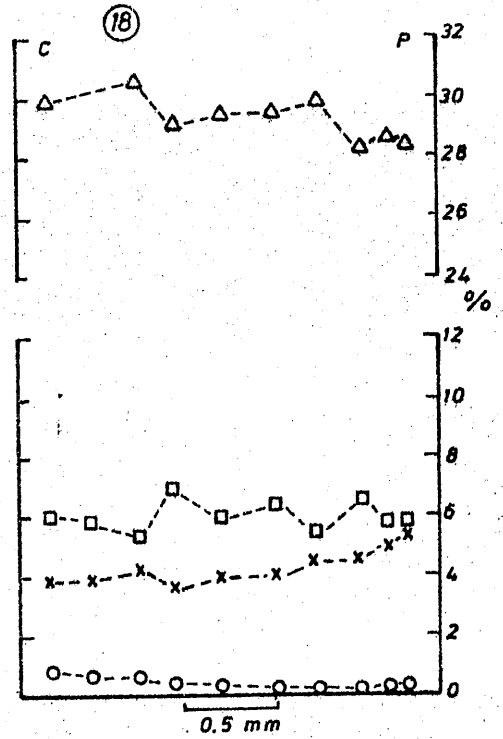
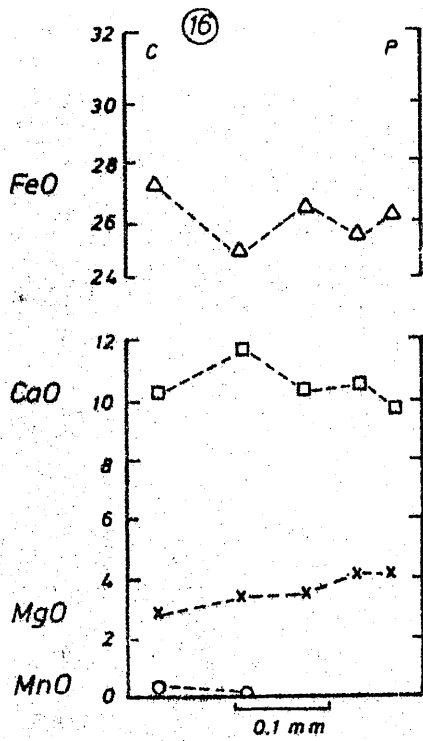


Fig.VI.37. Perfiles de zonación composicional de granates de anfibolitas granatíferas del Manto del Mulhacén. (c) Centro, (p) periferia. (Los números corresponden a los granates de las tablas del Apéndice A.III-4).

El Ca, al igual que el Fe, no tiene una tendencia de distribución definida. La concentración promedio en el centro de los cristales es prácticamente la misma que en la periferia, de modo que predominan los perfiles con poca variación general, pero en los que son frecuentes ciertas irregularidades, a veces bastante pronunciadas. Estas irregularidades son habituales en la distribución de este elemento y han sido observadas en casi todos los granates de Sierra Nevada. El comportamiento opuesto entre el Ca y el Fe es claramente observable en la mayor parte de los perfiles. Incrementos y disminuciones en Ca se reflejan en variaciones de sentido opuesto en Fe. Estas fluctuaciones no tienen repercusión sobre el perfil del Mn y se reflejan de modo atenuado sobre la distribución del Mg. Cuando el aumento en Ca es brusco puede originarse una inversión local en la zonación del Mg.

Las tendencias de zonación descritas en los párrafos anteriores son comunes a los granates de las eclogitas tipo I y II y de las anfibolitas granatíferas.

RELACION ENTRE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA ROCA HUESPED Y LA DEL GRANATE

Aunque el número de muestras es bajo, se ha realizado una correlación entre la composición química de los granates y la de las rocas huéspedes para ver si se ponen de manifiesto la existencia de controles químicos de las rocas que determinen la variación composicional existente entre los granates de las diferentes rocas estudiadas. En la Tabla VI.11 se muestran los coeficientes de correlación obtenidos utilizando como variables varios parámetros químicos tanto del granate como de la roca. Los coeficientes de correlación son significativos, de acuerdo con los datos utilizados, para valores superiores a 0,67 (90% de confianza), 0,75 (95% de confianza) y 0,87 (99% de confianza).

El hecho más importante puesto de manifiesto es la existencia de una estrecha relación directa entre el contenido en Ca en el granate y la concentración de este elemento en la roca. Las demás correlaciones efectuadas tienen unos niveles de significación mucho más bajos y algunas de ellas son aparentemente absurdas. No obstante, puede mencionarse la relación directa existente entre el contenido en Fe en el granate y el correspondiente en la roca, y la inversa entre el Fe en el granate y el Ca en la roca. Además, destaca la relación entre el contenido en TiO_2 en la zona central de los granates y la concentración de TiO_2 en la roca.

Tabla VI.11. Coeficientes de correlación entre la composición del granate y de la roca huésped.

	Granate						
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO
SiO_2	0.10	0.41	-0.93	-0.65	0.82	0.32	0.25
Al_2O_3	0.20	0.21	-0.40	-0.11	-0.01	0.66	-0.31
TiO_2	-0.43	-0.53	0.57	0.45	-0.16	-0.56	0.02
Fe_2O_3	-0.17	-0.36	0.58	0.52	-0.35	-0.36	-0.18
FeO	-0.46	-0.62	0.86	0.66	-0.43	-0.54	-0.18
MnO	-0.21	-0.12	0.22	-0.21	0.24	-0.63	0.58
MgO	0.41	0.20	0.49	0.17	-0.74	0.11	-0.16
CaO	0.31	0.33	-0.04	-0.60	0.01	-0.58	0.96
Na_2O	-0.07	0.07	-0.46	0.09	0.60	0.58	-0.63
K_2O	-0.64	-0.58	-0.16	0.42	0.13	0.10	-0.38

	Granate (Centro)						
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO
SiO_2	0.08	0.39	-0.34	-0.31	0.16	0.33	-0.24
Al_2O_3	0.30	0.08	-0.73	0.39	-0.54	0.73	-0.53
TiO_2	-0.21	-0.44	0.81	-0.18	0.42	-0.68	0.47
FeO	-0.38	-0.40	0.55	0.30	0.01	-0.53	0.20
MnO	-0.10	0.17	0.57	-0.41	0.11	-0.54	0.57
MgO	0.16	0.11	-0.32	0.30	-0.44	0.20	-0.02
CaO	0.07	0.30	0.44	-0.61	0.15	-0.53	0.79

	Granate (Centro)				
	Alm	Sps	Prp	Grn	% modal
al	-0.32	0.33	0.61	-0.27	-0.74
fm	0.65	-0.71	-0.24	-0.28	0.45
c	-0.66	0.32	-0.45	0.91	0.02
alk	0.01	0.74	0.58	-0.59	-0.14
$Fe^3/Fe^2 + Fe^3$	-0.40	0.27	0.38	0.00	0.05
$Mg/Mg + Fe^2$	-0.52	0.12	0.58	-0.02	-0.66
(FeO)	0.78	-0.21	-0.37	-0.35	0.60
(MnO)	-0.30	0.63	-0.34	0.47	0.13
(MgO)	0.12	-0.51	0.55	-0.51	-0.40
(CaO)	-0.63	0.58	-0.19	0.68	-0.10

Los valores entre paréntesis representan proporciones moleculares tal que (FeO)+(MnO)+(MgO)+(CaO)=100.

VI.2.4. GRANATES NO ALMANDINICOS

Se hace referencia en este apartado a dos tipos de granates cuya composición difiere radicalmente de la que poseen los demás granates del ámbito de Sierra Nevada: corresponden a granates de tipo espesartínico en un caso y de tipo andradita en el otro.

GRANATES ESPESARTINICOS.

Estos granates han sido objeto de una investigación por parte del autor en colaboración con Torres Ruiz y Fenoll Hach-Alí (1982). Corresponden a unos niveles de rocas de composición muy especial pertenecientes a materiales de cobertera de la Unidad de Charches (manto del Mulhacén), definida por Gómez Pugnairé (1979). Las rocas en cuestión son micacitas y cuarzoeskistos con concentraciones de granate y óxidos de Fe-Ti que se encuentran asociados espacialmente con una mineralización de origen sedimentario constituida por hematites especular y magnetita (Torres Ruiz, 1980).

Los niveles donde se encuentra el granate son de grano fino y poseen la siguiente composición mineralógica: en las micacitas, moscovita, granate, hematites o titanohematites, rutilo, epidota, turmalina, clinocloro y una pequeña cantidad de calcita y zircón. En los cuarzoeskistos la asociación mineral es: cuarzo, granate, hematites-titanohematites, rutilo, magnetita, ilmeno-hematites, clinocloro y pequeñas proporciones de moscovita, calcita, turmalina y zircón. En ambos tipos de niveles, el granate y los óxidos se concentran en lechos delgados, de 5-6 cm, paralelos a las primitivas superficies de estratificación. Los límites de estos lechos suelen ser muy netos en los niveles de cuarzoeskistos y algo más difusos en los de micacita (Lámina XIX, a, b).

La composición química de las rocas con las concentraciones de granate y óxidos de Fe-Ti se presenta en la Tabla VI.12.

Tabla VI.12. Análisis químicos de rocas. (A) niveles con concentraciones de granates y óxidos de Fe-Ti; (B) niveles sin concentraciones.

	Micacita		Cuarzomicasquisto	
	(A)	(B)	(A)	(B)
SiO ₂	37.50	42.51	36.24	79.13
Al ₂ O ₃	23.42	27.20	13.62	6.95
TiO ₂	2.01	1.79	0.94	0.84
Fe ₂ O ₃	15.57	7.42	22.78	3.95
FeO	3.09	1.53	6.13	1.24
MnO	3.55	0.13	4.33	0.31
MgO	1.27	1.59	0.71	1.49
CaO	2.39	2.09	7.93	1.56
K ₂ O	5.60	7.55	0.24	0.50
Na ₂ O	0.87	1.16	0.21	0.31
P.C.	4.77	6.22	6.63	2.88
Total	100.04	99.19	99.76	99.16
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.82	0.81	0.77	0.74
Mn/Fe	0.21	0.02	0.16	0.06

Los granates son de color marrón claro y se presentan en cristales idiomorfos e hipidiomorfos, con desarrollo de la forma rombododecaédrica - (110). Su tamaño es muy variable (entre 30 y 500 micras), pero con mayor frecuencia se encuentra entre 100 y 300 micras. Contienen abundantes - inclusiones, principalmente de cuarzo, óxidos y turmalina, que se distribuyen en todo el cristal o bien están restringidas a las partes central y media. Estas inclusiones definen una esquistosidad interna (S_i) - con forma sigmoidal y curvatura moderada. La disposición de S_i, así co

mo su relación con la esquistosidad externa (S_2), evidencian un crecimiento sincinemático del núcleo del granate simultáneo con la fase de deformación D_2 alpina. La zona externa, libre de inclusiones, corresponde a una cristalización postcinemática respecto a S_2 (Lámina XIX, a, b, c).

En la Tabla VI.13. se presentan los análisis de microsonda de los granates de los niveles de micacita y de cuarzoesquisto. Los granates en ambos casos son espesartínicos, con proporciones importantes de almandino y grosularia y una pequeña cantidad de piropo. El porcentaje de andradita, calculado a partir de la determinación por vía húmeda de las proporciones de FeO y Fe_2O_3 , y de la cantidad de Fe^{3+} requerida para completar las posiciones Y, ha dado valores inferiores al 1%.

Tabla VI.13. Análisis químicos (M.E.) de granates espesartínicos.

	1(c)	1(p)	2(c)	2(p)	3(c)	3(p)	4(c)	4(p)
SiO_2	36.68	38.09	36.70	37.45	38.00	37.23	38.38	37.99
Al_2O_3	19.87	20.50	20.24	20.07	19.79	20.10	20.15	20.08
TiO_2	0.31	0.10	0.00	0.23	0.25	0.17	0.19	0.19
FeO	7.52	15.82	3.46	13.87	13.57	20.91	13.74	19.77
MnO	31.77	19.39	35.90	20.19	24.36	16.61	22.71	16.96
MgO	0.18	0.72	0.00	0.62	0.04	0.94	0.25	0.66
CaO	3.89	5.64	3.45	5.73	3.93	3.44	4.18	4.18
Total	100.21	100.27	99.77	98.16	99.94	99.40	99.60	99.83
Alm	16.71	35.98	7.82	32.43	31.30	47.72	32.30	45.47
Spn	71.50	44.67	82.19	47.82	56.92	38.40	54.06	39.51
Prp	0.71	2.92	0.00	2.58	0.16	3.82	1.05	2.70
Grs	11.08	16.43	9.99	17.17	11.62	10.06	12.59	12.32

1: A-21.1; 2: A-21.2; 3: E-1; 4: E-2. (c) centro, (p) periferia.

Los granates de los niveles de micacita se caracterizan por tener una concentración superior en MnO, especialmente en relación al FeO y, en menor grado, respecto al CaO, que los de los niveles de cuarzoesquistos. Las proporciones de MgO son casi equivalentes en ambos casos.

La zonación química de los granates es de tipo normal, con un aumento en el contenido en Fe y Mg y una simultánea disminución en Mn desde el centro a la periferia de los cristales (Fig. VI.38). La distribución del Ca es bastante irregular y no presenta una tendencia definida.

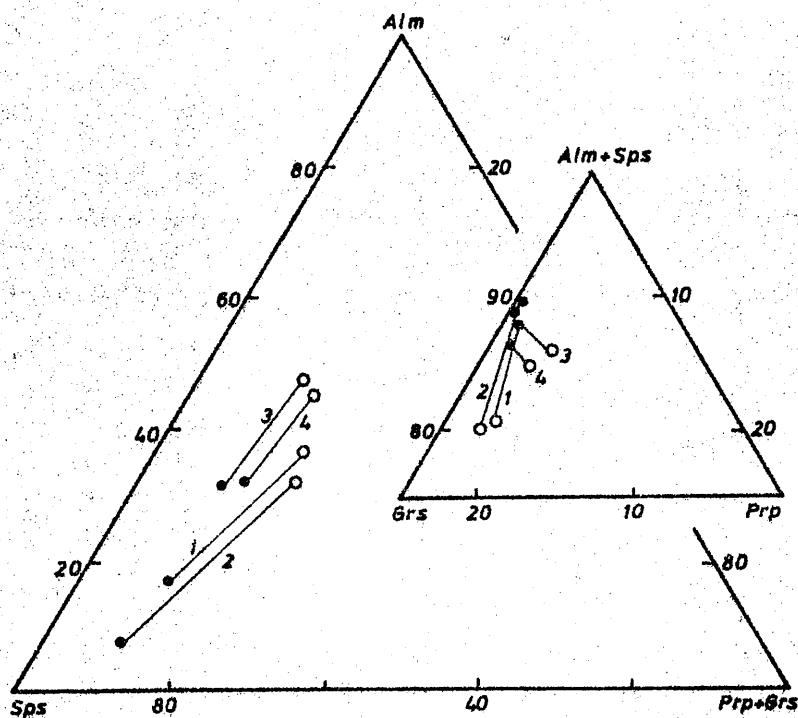


Fig.VI.38. Composición de los granates espesartínicos. (●) Centro, (○) periferia. (Los números corresponden a los granates de la tabla VI.13).

ANDRADITA.

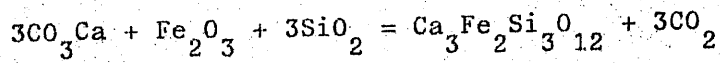
La presencia de este granate en Sierra Nevada es excepcional y fue estudiada por vez primera por Arana (1973). La andradita se ha localizado en un sólo afloramiento que corresponde a anfibolitas con gran cantidad de clinoanfíbol cálcico (90-95%), algunas de cuyas muestras también contienen clinopiroxeno y granate almandínico. La andradita se presenta relleno de pequeñas fracturas o bien tapizando diaclasas. En el primer caso los cristales son de color verde muy oscuro y de 2-3 mm de tamaño. En el segundo son de color negro prácticamente y constituyen perfectos rombododecaedros de diámetro máximo igual a 2 mm. Al microscopio, la andradita se caracteriza por su color amarillo pálido, su alta refringencia y su marcada anisotropía (Lám. XIX, d,e). Presenta marcas complejas constituidas por unidades piramidales cuyos vértices convergen en el centro del cristal (Lám. XIX,f).

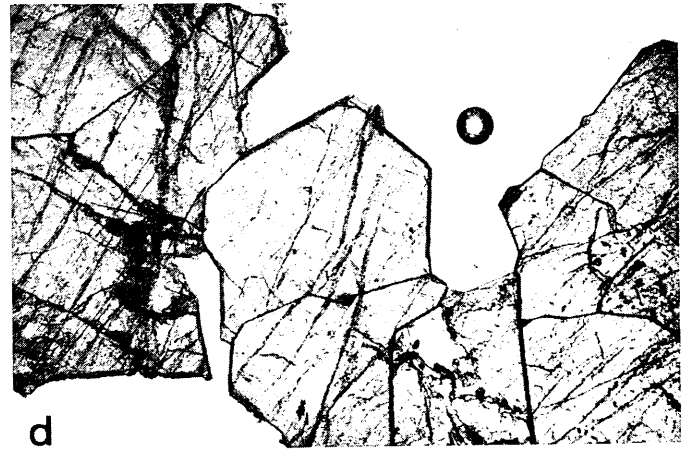
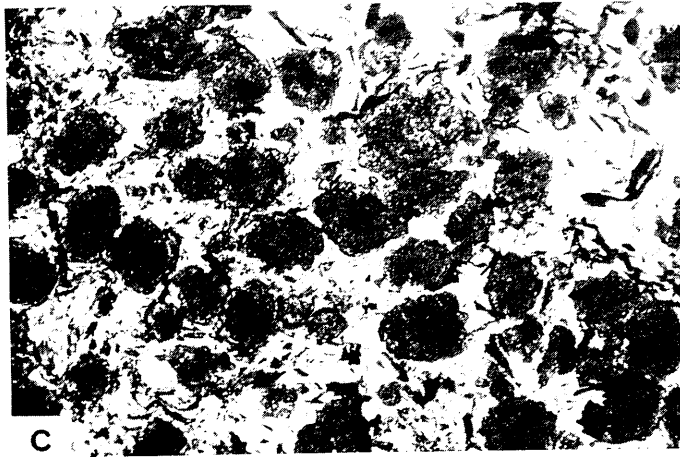
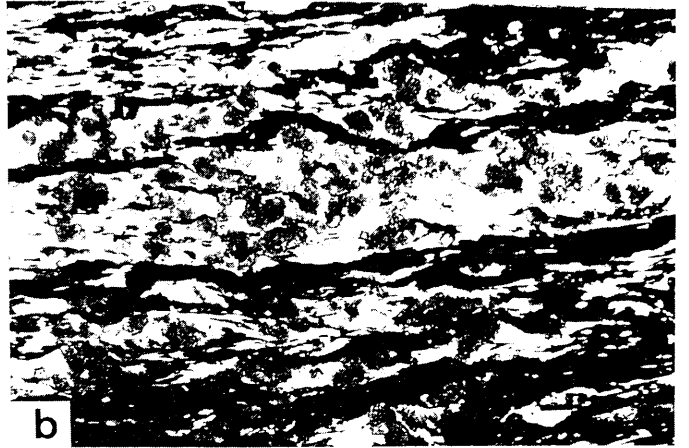
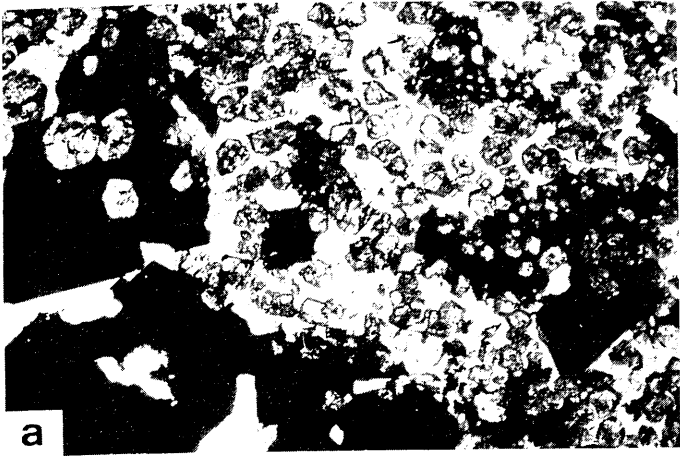
El análisis químico por vía húmeda de la andradita (según Arana,1973)- se muestra en la Tabla VI.14.

Tabla VI.14. Análisis químico de la andradita (Arana,1973).

SiO ₂	36.20	And	80.16
Al ₂ O ₃	3.60	Grs	13.00
TiO ₂	1.91	Sps	2.17
Fe ₂ O ₃	28.01	Prp	2.50
FeO	0.91	Alm	2.17
MnO	0.95		
MgO	0.60		
CaO	27.39		
H ₂ O	0.40		
Total	99.97		

Para la formación de la andradita, Arana (op.cit.) invoca un mecanismo similar al citado por Deer et al. (1963) y que puede expresarse mediante la reacción siguiente:





LAMINA XIX

- a.- Granate espesartínico con inclusiones de óxidos, y porfiroblastos de magnetita (x31).
- b.- Concentración de granates y de óxidos de Fe y Ti en niveles de micacita (x25).
- c.- Los granates espesartínicos incluyen óxidos, cuarzo y turmalina que define una S_i , a veces, sigmoidal. Es común que la zona periférica no contenga inclusiones (x100).
- d.- Andradita (un polarizador, x10).
- c , f.- Cristales de andradita observados con polarizadores cruzados. Se aprecia la marcada anisotropía del granate y la existencia de maclas sectoriales y complejas (e x10 ,f x25).

VII

DISCUSION Y ASPECTOS GENETICOS

LAMINA XIX

- a.- Granate espesartínico con inclusiones de óxidos, y porfiroblastos de magnetita (x31).
- b.- Concentración de granates y de óxidos de Fe y Ti en niveles de micacita (x25).
- c.- Los granates espesartínicos incluyen óxidos, cuarzo y turmalina que define una S_i , a veces, sigmoidal. Es común que la zona periférica no contenga inclusiones (x100).
- d.- Andradita (un polarizador, x10).
- c , f.- Cristales de andradita observados con polarizadores cruzados. Se aprecia la marcada anisotropía del granate y la existencia de maclas sectoriales y complejas (e x10 ,f x25).

VII

DISCUSION Y ASPECTOS GENETICOS

VII. DISCUSION Y ASPECTOS GENETICOS

VII.1. CONSIDERACIONES GENERALES

La composición y la zonación de los granates metamórficos es la consecuencia de una interacción compleja de numerosos factores y procesos tales como la composición de la roca, presión, temperatura, fugacidad de oxígeno, nucleación y cantidad modal de granate, velocidad de difusión, reacciones específicas en que participa el granate... Se justifica, por tanto, realizar una síntesis de las ideas aportadas por diferentes autores sobre estos aspectos, con objeto de dar una visión de conjunto que facilite la interpretación de los resultados, haciendo hincapié en aquellos hechos que sean de aplicación más directa a los granates de Sierra Nevada.

VII .1.1. FACTORES QUE DETERMINAN LA COMPOSICION DEL GRANATE

La primera aparición de granate almandínico en rocas metapelíticas de metamorfismo regional representa la llamada zona del granate. Las condiciones precisas de presión y temperatura no pueden determinarse con exactitud debido a la variabilidad composicional de este mineral. Sin embargo, existe acuerdo entre diferentes autores en que la zona del granate coincide con la parte superior de la facies de esquistos verdes (Turner, 1968) o del grado bajo propiamente dicho (Winkler, 1974), y marca la transición a la facies de anfibolitas de Turner o el grado medio de Winkler. Para este último autor, el metamorfismo de grado bajo caracterizado por la presencia de almandino puede ser denominado adecuadamente como metamorfismo de grado bajo con almandino ("almandine-low grade") o zona del almandino-clorita-moscovita.

Puesto que el campo de estabilidad del granate almandínico se extiende hasta el grado de metamorfismo más elevado, es lógico que su composición pueda experimentar algunas variaciones en un campo tan amplio de condiciones de presión y temperatura. Este aspecto ha sido objeto de investigación desde hace unos sesenta años, y la documentación ha ido creciendo en número y en complejidad hasta la actualidad, en que aún permanecen inciertos numerosos problemas.

En Stavanger (Noruega), Goldschmidt (1921) encontró una clara disminución en el contenido en MnO en los granates (12,3% → 1,0%) al aumentar el grado metamórfico, mientras que el MgO y CaO no mostraban una variación apenas sistemática. Miyashiro (1953) en el área de Goseisyo-Takanuki (Japón) estudió granates pobres en Ca de rocas metapelíticas y estableció que con el aumento del grado disminuye el contenido en MnO y aumenta el FeO. Justifica esta variación en base a la química del granate: los iones más grandes (Mn^{2+}) son los más apropiados para entrar en la estructura a temperaturas bajas.

Al aumentar la temperatura los iones con radio iónico más pequeño (Fe^{2+} y Mg^{2+}) son incorporados progresivamente, ensanchándose el campo composicional a medida que avanza el metamorfismo. Además, indica Miyashiro que la formación de granate piraspita se favorece con el aumento de la presión. Engel y Engel (1960) confirmaron las conclusiones de Miyashiro, con respecto a granates de rocas de grado alto de Adirondacks (Nueva York).

La variación en el contenido en CaO fue puesto de manifiesto por Lambert (1959) en los esquistos de Moine (Morar, Escocia), donde el aumento del grado origina una disminución de Ca en el granate, y parece confirmar la idea de Miyashiro de una disminución del volumen molar del granate al ser progresivamente reemplazados los iones más grandes ($Ca=1,06 \text{ \AA}$ y $Mn=0,91 \text{ \AA}$) por los más pequeños ($Fe=0,83 \text{ \AA}$; $Mg = 0,78 \text{ \AA}$). Simultá

neamente, Kretz (1959) sugiere la posible influencia mútua entre minerales coexistentes, incluido el granate, en respuesta a cambios en las condiciones de presión y temperatura. Esto abrió una amplia línea de investigación basada en la distribución de cationes intercambiables entre parejas de minerales tales como granate-biotita (Mueller,1961; Frost,1962; Kretz,1964; Albee, 1965; Saxena,1968, etc.) o granate-cordierita (Thompson,1976; Holdaway y Lee,1977, etc.), para su aplicación con fines termométricos en rocas metapelíticas (una recopilación de estos geotermómetros ha sido realizada por Essene,1982).

Sturt (1962) ha demostrado gráficamente la variación continua de (FeO + MgO) y (CaO + MnO) con el grado metamórfico desde la zona del granate a la de la sillimanita. Nandi (1967) aplica el tratamiento de Sturt y lo amplía a un mayor número de datos extraídos de la literatura y pertenecientes a diferentes áreas. Su gráfico reafirma el obtenido por Sturt.

Atherton (1968) ha sugerido que la zonación y los cambios progresivos en la composición del granate fueron debidos a la disminución de los coeficientes de distribución del MnO y del CaO con el aumento del grado. Las anomalías en la secuencia obtenida por Atherton las explica en términos de variaciones en la composición de la roca. En fin, otros muchos autores han puesto también de manifiesto la relación entre composición del granate y grado metamórfico (Banno,1964; Brown,1966; Sighinolfi, 1967; Kurata y Banno,1974; Demange,1978; Triboulet,1983,etc.).

Sin embargo, como indica Atherton (1965), la complicada sustitución entre Fe,Mn,Mg y Ca en el granate no permite establecer una correlación sencilla entre uno o más componentes con el grado,y, concluye este autor que posiblemente el factor más importante que controla la composición de un mineral tan complejo como el granate es la composición de la roca huésped. Esta interrelación entre el quimismo del granate y de la roca se ha observado en granates de todas las facies metamórficas,desde

esquistos verdes a granulitas (Brown,1966; Matějovská,1970; Zhdanov y Malkova,1971) y en algunos casos se manifiesta a muy pequeña escala (milimétrica) tal como han documentado claramente Stanton y Williams (1978). El control de la roca se ejerce, especialmente, sobre el contenido en Mn y en Ca del granate, como consecuencia del elevado factor de fraccionamiento existente para estos elementos, sobre todo el Mn, en el granate y ha sido referido por varios autores (Sighinolfi,1967;- Atherton,1968; Kasper,1974; López Ruiz et al.,1975).

La formación del granate, además, requiere una composición química de la roca apropiada, aunque las restricciones a este respecto no son muy importantes como demuestra la amplia difusión de este mineral (prácticamente en todos los tipos de rocas). Sin embargo, algunas limitaciones han sido señaladas por Goossens (1970), que indica que la formación del granate en las series de Zermatt (Alpes occidentales) implica un contenido mínimo de FeO en la roca del 3-4%. Fonteilles y Guitard (1971), en rocas mesozonales de los Pirineos, han demostrado que la aparición de granate depende totalmente de la proporción de FeO, MgO y MnO en la roca: cuando la relación FeO/MgO es alta, el almandino se forma para valores normales de FeO/MnO; si es baja, el almandino sólo aparece cuando la relación FeO/MnO es excepcionalmente baja. Trzcienski (1977) también ha resaltado el papel de la relación Fe/Mn en la roca sobre la presencia y cantidad de zonación en el granate. En la misma línea, Muller y Schneider (1971) han señalado la importancia que tienen las concentraciones locales de Mn en la roca como lugar favorable para la nucleación y crecimiento del granate.

Desde otro punto de vista, Miyashiro y Shido (1973) han abordado el cambio composicional progresivo del granate. Mediante un tratamiento esencialmente teórico han elaborado un modelo de cristalización que permite explicar la progresiva disminución del contenido en Mn y el aumento en Mg -al aumentar la temperatura y la presión- en función del incre -

mento de la cantidad de granate producido. Atherton (1965) y Kepezhinskas (1973) también han señalado que la disminución del contenido en MnO del granate con el aumento del grado es debida, fundamentalmente, al incremento modal de granate en la roca.

Otro factor muy importante que afecta a la presencia y a la composición de los granates es la fugacidad de oxígeno, a causa de que dos de los componentes más importantes, Fe y Mn, tienen un estado de oxidación variable. Chinner (1960) estudia una secuencia de gneises pelíticos de Glen Clova (Escocia) que muestran un amplio intervalo de valores de la relación de oxidación ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) comprendido entre 0,06 y 0,75. Observa que al aumentar la relación de oxidación los granates muestran un incremento en la relación MnO/FeO, debido a reemplazamiento de Fe por Mn, y un incremento en $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, a causa de la disminución en el contenido en FeO.

Los trabajos experimentales a baja presión de Hsu (1968) y a elevadas presiones (Keesman et al., 1971) han confirmado que la estabilidad del almandino está estrechamente relacionada con la fugacidad de oxígeno y que para la formación de este mineral son esenciales condiciones relativamente reductoras. El límite superior de estabilidad del almandino respecto a $f\text{O}_2$ está marcado aproximadamente por la asociación buffer Qtz - Mag - Fa (Fig. VII.1). Por el contrario, la actividad del Mn^{2+} está mucho menos afectada por valores altos de $f\text{O}_2$, de modo que la espesartina es estable en condiciones de $f\text{O}_2$ definidas por la asociación buffer hematites-magnetita. Por tanto, en condiciones crecientes de $f\text{O}_2$ el Fe^{2+} es reemplazado por Mn para estabilizar el granate, tal como ha sido observado experimentalmente por Hsu (1968).

Sin duda, la investigación que más énfasis ha puesto en el papel de la fugacidad de oxígeno como control de la composición del granate es la de Muller y Schneider (1971). Estos autores han investigado el área de

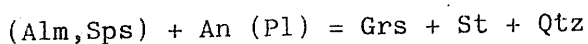
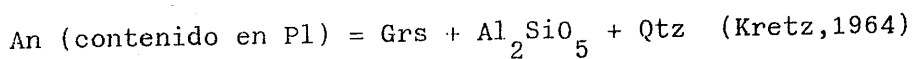
El papel desempeñado por el grafito como buffer de la fugacidad de oxígeno durante el metamorfismo ha suscitado bastante interés (Miyashiro, 1964; French, 1966; Eugster y Skippen, 1967; Eugster, 1972) ya que son muchos los minerales -y entre ellos el granate, como acabamos de ver- que son sensibles a la reducción u oxidación. Habitualmente, se ha mantenido que en presencia de grafito se mantiene una fO_2 relativamente baja, dentro del campo de la magnetita (Miyashiro, 1964). Sin embargo, una investigación experimental más reciente de Ziegenbein y Johannes (1980) - ha demostrado que la reactividad del grafito, a temperaturas de hasta $700^{\circ}C$, es demasiado baja para permitir su equilibrio con la fase gaseosa en los sistemas C-H-O o C-O, durante tiempos experimentales razonables. Por tanto, el grafito no es un buffer apropiado en este intervalo de temperatura y este hecho debe tenerse en cuenta al realizar consideraciones sobre rocas metapelíticas con grafito, especialmente a bajas temperaturas.

El último aspecto que vamos a considerar sobre los factores que determinan la composición del granate es la presión. Es un hecho indiscutible que el granate almandínico está más ampliamente difundido en los ambientes de presiones intermedias o altas que en los de baja presión. En las aureolas de contacto, incluso es bastante común que el metamorfismo de contacto destruya granates formados en fases previas de metamorfismo regional (Chinner, 1962).

Las investigaciones experimentales (Hsu, 1968; Keesmann et al., 1971) han demostrado que el campo de estabilidad del almandino -en condiciones de baja fugacidad de oxígeno- se incrementa de modo muy importante con el aumento de la presión. Así, mientras que a 2 kb de presión total cubre un intervalo de temperatura de unos $350^{\circ}C$, a 20 kb el campo se amplía a casi $850^{\circ}C$.

Las referencias existentes sobre el efecto de la presión (exclusivamente) sobre la composición del granate son escasas. Miyashiro (1953) indi

có que el contenido en MnO del granate podía ser relacionado con el tipo de metamorfismo, y en base a ello y a la asociación mineral llegó a sugerir la división del metamorfismo en "almandínico" y no almandínico". El primero de estos tipos correspondería a metamorfismo de presiones más altas (tipo barrowiano) y el segundo a bajas presiones. Evidentemente, esta división es demasiado simple y no contempla los diferentes factores que determinan la composición del granate. Kepezhinskas (1973) ha realizado un estudio estadístico de un gran número de análisis químicos de granates de rocas metapelíticas de temperatura media. Su estudio ha estado restringido a rocas de composición similar y formadas a temperaturas semejantes, y ha puesto de manifiesto que los granates muestran un aumento en su contenido medio en CaO y una disminución en MnO con el aumento de la presión. Indica este autor que la diferencia en el contenido en CaO puede ser debida a reacciones relacionadas con plagioclasas tales como:



La disminución en el contenido en MnO la explica en función de la cantidad de granate existente en la roca. Idéntica causa ha sido aducida por Miyashiro y Shido (1973) para explicar la disminución en MnO en el granate al aumentar la presión.

El régimen de baja presión que tiene lugar en las aureolas de contacto determina que el granate sea poco común en este ambiente. Los granates de metamorfismo de contacto generalmente contienen importantes proporciones de esferartina. La presencia de almandino impone unas condiciones aún más restringidas y ha sido interpretada, básicamente, de dos maneras: en términos de condiciones físicas especiales y en términos de composición de la roca. En el primer caso pueden incluirse la idea de Har-ker (1939), que invoca presiones hidrostáticas superiores a las que normalmente tienen lugar en las intrusiones en niveles altos de la corteza, o las de Tilley (1926) y Yoder (1955) que argumentan unas condiciones -

especiales de contenido en agua en relación con la temperatura. Otros autores (Eskola, 1914; Chinner, 1962) consideran que el desarrollo de almandino está limitado a rocas de composición muy definida, caracterizadas por una elevada razón $(\text{FeO} + \text{MnO})/\text{MgO}$ y una baja proporción $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})$. Por otra parte, Okrusch (1971) ha encontrado un fuerte control de la temperatura sobre la composición del granate, el cual evoluciona desde una composición Alm 52 - Sps 37 en la parte exterior de la aureola de Steinach (Baviera), a Alm 85-Sps 6 en la parte interna de grado alto. El contenido en Prp y Grs apenas experimentan variación.

VII.1.2. ZONACION QUIMICA EN GRANATES

La zonación química es un hecho común en granates de diferentes ambientes geológicos (véase López Ruiz, 1976; Meagher, 1980) y representa un rasgo de desequilibrio que tiene lugar con mayor frecuencia en granates metamórficos de grado bajo y medio, donde una difusión relativamente lenta previene la homogeneización química de los cristales.

En los últimos años, y con la inestimable ayuda que ha supuesto la utilización de técnicas microanalíticas, la zonación de los granates ha sido objeto de gran atención por parte de un grupo tan numeroso de investigadores que sería prolijo citarlo aquí. Han sido, por tanto, varios los tipos y los mecanismos de zonación que se han propuesto en la literatura referente al tema, y en los que se aborda este fenómeno desde diferentes puntos de vista e implicando a diversos factores.

De acuerdo con la forma de los perfiles de zonación del Ca, Mn, Mg y Fe se han distinguido, comúnmente, dos tipos de zonación: normal e inversa. La zonación normal se caracteriza porque el Mn y el Ca disminuyen desde el centro a la periferia de los cristales, mientras que el Fe y el Mg aumentan en el mismo sentido. Porcentualmente, la variación suele ser más zonada en el caso del Mn. Es también frecuente en este tipo de zonación que los perfiles de Ca presenten ciertas irregularidades y

oscilaciones mientras que los restantes elementos varían de modo más o menos gradual.

La zonación inversa está definida por un aumento en el contenido en Mn y una disminución en el de Mg desde el centro a la periferia. El Fe y el Ca no muestran siempre una tendencia uniforme, y en unos casos aumentan y en otros disminuyen. Este tipo de zonación a veces está limitado a la zona más externa de los cristales, mientras que la parte central es prácticamente homogénea.

En algunos casos, los dos tipos de zonación descritos se encuentran asociados en un mismo cristal. Las partes central y media exhiben zonación normal y la parte más externa zonación inversa. Esto da origen a la existencia de una orla manganesífera y pobre en Mg, que generalmente es estrecha y afecta a unas pocas decenas de micras. Los granates con bordes ricos en Mn han sido referidos por numerosos autores (Chinner, 1962; Atherton y Edmunds, 1966; Evans y Guidotti, 1966; Linthout y Westra, 1968; De Béthune et al., 1968, 1975; Okrush, 1971; López Ruiz et al., 1975; Arkai et al., 1975, etc.).

En relación con el proceso que ha originado la zonación de los granates pueden distinguirse, de acuerdo con Tracy (1982), dos tipos genéticos. El primero es la zonación por crecimiento, y está desarrollado por cambios continuos o discontinuos en la composición del material aportado a la superficie del granate durante el crecimiento. Para que esta zonación tenga lugar, la difusión en el interior del cristal debe ser lo suficientemente baja para mantenerlo aislado del resto de la roca.

El segundo tipo corresponde a la zonación por difusión (Tracy, 1982). En este caso la zonación se desarrolla mediante difusión en volumen por reacción del granate con minerales adyacentes o con la matriz. Este tipo de zonación puede estar sobrepuesta a cristales previamente formados, sean homogéneos o no, y puede tener lugar tanto en condiciones cre

cientes como decrecientes de temperatura.

En líneas generales existe una equivalencia entre los tipos de zonación genética y los tipos de zonación morfológica. La zonación normal corresponde a zonación por crecimiento y la zonación inversa a la zonación por difusión.

MODELOS DE ZONACION POR CRECIMIENTO.

El aspecto más llamativo a los primeros investigadores interesados en la zonación del granate resultó ser la gran diferencia encontrada entre la proporción de Mn en los núcleos y en la periferia de los cristales. Considerando el elevado factor de fraccionamiento del Mn en el granate respecto a otros minerales se sugirió (Chinner, 1965; Harte y Henley, 1966) que la zonación del Mn podía estar causada por un proceso de fraccionamiento durante el crecimiento del granate.

Hollister (1966) fue el primero en proponer un modelo cuantitativo para explicar la distribución del Mn; para ello aplicó el proceso de fraccionamiento de Rayleigh. El modelo es consistente con un granate que crece en un reservorio con minerales que se reequilibran al cambiar las condiciones y que, por tanto, son individualmente homogéneos. Obviamente, el granate está en desequilibrio con el medio. Partiendo de las ecuaciones matemáticas de Rayleigh llega a la siguiente expresión, que permite obtener la fracción de elemento (en peso) en el borde del granate:

$$M_G = \lambda M_o \left(1 - \frac{W_G}{W_o} \right)^{\lambda - 1} \quad (1) \text{ donde:}$$

M_G = fracción de elemento (en peso) en el borde del granate; (factor de fraccionamiento) = M_G / M_R (M_R = fracción de elemento en peso en la roca, excluido el granate); M_o = fracción inicial, en peso, de elemento en la roca, con anterioridad a la cristalización del granate; W_G = peso to-

tal de granate cristalizado; W_0 = peso inicial de roca, antes de la cristalización de granate.

La ecuación (1) supone que λ es constante, lo que implica que el elemento considerado es minoritario de modo que, para el caso del Mn, $Mn/(Mn+Fe+Mg) \approx Mn/(Fe+Mg)$, tanto para el granate como para los minerales del reservorio.

La similitud entre las curvas reales en granates del área de Kwoiek (Canadá) estudiada por Hollister y las curvas teóricas es evidente (Figura VII.2.), y demuestra la validez del modelo siempre que se cumplan los supuestos básicos siguientes: a) el granate es apartado del reservorio a medida que cristaliza; b) λ es constante y c) λ_{Mn} es muy superior en el granate en comparación con los demás minerales ferromagnesianos presentes. Las desviaciones entre la curva real y la teórica son atribuidas por Hollister, principalmente, a variaciones en el factor de fraccionamiento (λ), como respuesta a cambios de temperatura durante el proceso de cristalización. El valor de λ también puede verse afectado por cambios en las proporciones de los minerales ferromagnesianos que constituyen el reservorio (Hollister, 1969).

Atherton (1968) aplicó un modelo similar para explicar los perfiles de zonación de MnO en granates de grado medio de las series de Dalradian (Escocia). Su modelo se basa en el propuesto por Pfann (1952) para aleaciones binarias en las que están implicadas dos fases, una sólida y otra líquida. La ecuación propuesta por Atherton es la siguiente:

$$C = k C_0 (1 - g)^{k-1} \quad (2)$$

donde C es la concentración de un elemento en el sólido que cristaliza; C_0 , es la concentración total de este elemento en el sistema, antes del comienzo de la cristalización; K representa el coeficiente de distribución y g es la cantidad de sólido cristalizado.

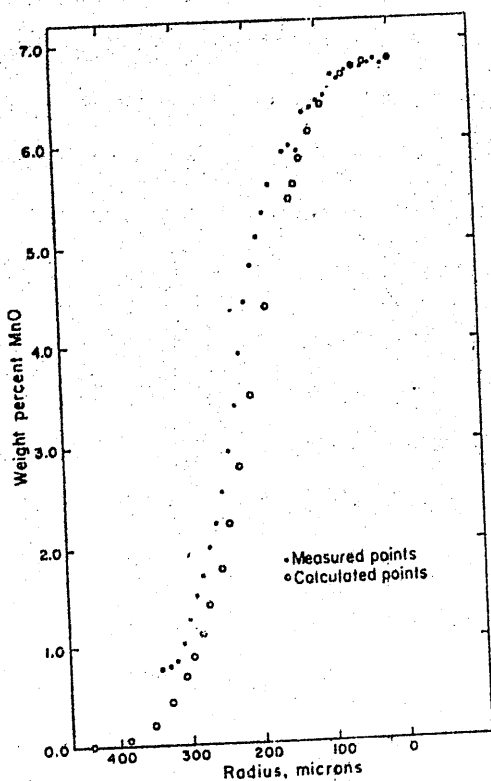


Fig.VII.2. Comparación entre un perfil real y un perfil calculado, de distribución de Mn (según Hollister, 1966).

Si se comparan las ecuaciones (1) y (2) se observa que la semejanza entre ambos modelos es muy notable.

Atherton (1968) señala que algunos de los perfiles por él estudiados no pueden adecuadamente explicarse por un crecimiento isotérmico, sino que requieren un cambio en el coeficiente de distribución (K) para representar las diferentes etapas de crecimiento del cristal durante un acontecimiento progrado.

Miyashiro y Shido (1973) utilizaron la ecuación derivada por Hollister (1966) para establecer un modelo que describe los perfiles de zonación-

del Mn en función del aumento progresivo de la cantidad de granate a medida que transcurre el proceso de cristalización.

Tracy (1982) señala que los modelos de Hollister y de Atherton han provocado algunas críticas por parte de petrólogos que prefieren un mecanismo alternativo más específico, que puede denominarse como modelo de repartición por reacción ("reaction partitioning model"). Este modelo ha sido descrito por Kretz(1973) y por Trzcienski(1977), y se basa en que la composición en la superficie del mineral zonado que crece está controlada por un equilibrio multivariante con uno o más minerales reactivos. Para ilustrar este modelo puede considerarse la Figura VII.3. (Trzcienski,1977) en la que la clorita y el granate representan los reactivos y los productos, respectivamente, de una reacción del tipo:

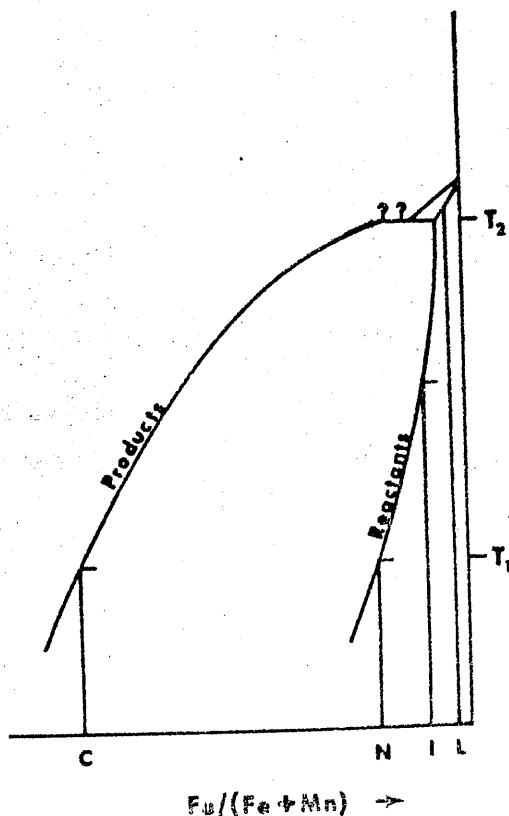
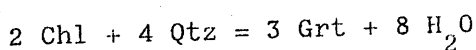


Fig.VII.3. Representación esquemática de los equilibrios entre productos (granate) y reactivos (clorita) en el espacio T - X (Trzcienski,1977).

Si se supone una composición inicial N y una temperatura inferior a T_1 , sólo existiría clorita. A una temperatura T_1 la reacción comienza y se forma un producto con una relación $Fe/(Fe+Mn)$ correspondiente a C y unos reactivos con una relación N. Al aumentar la temperatura, desde T_1 a T_2 , el equilibrio se desplaza siguiendo las curvas correspondientes a los reactivos y a los productos, y todos los minerales implicados cambian gradualmente de composición. Considerando al granate como un mineral "refractario" (Hollister, 1969), es decir, que no se reequilibra durante su crecimiento, al final del proceso preservará su composición de equilibrio correspondiente a cada etapa de la reacción continua progradada y, por tanto, presentará una zonación de $MnO-FeO$. Los restantes minerales, no refractarios, se reequilibran continuamente y retienen, finalmente, la composición de su último reequilibrio. Como puede observarse, el proceso es similar a la cristalización fraccionada ígnea, con la única diferencia de que el fraccionamiento metamórfico tiene lugar en condiciones crecientes de temperatura, mientras que el fraccionamiento ígneo se realiza durante el enfriamiento.

Durante la reacción de clorita para formar granate, Kretz (1973) contempla también la posibilidad de que la difusión en la clorita sea relativamente lenta. Por tanto, sólo la parte más externa de los cristales de clorita participa en la reacción y está en equilibrio con la periferia del granate. Esto originaría que tanto el granate como la clorita estarían zonados, con núcleos relativamente ricos en Mn en relación a la zona externa. Si la reacción continúa hasta que toda la clorita es consumida, el resultado es un aumento en el contenido en Mn en la zona periférica del granate (Fig. VII, 4, d). Este mecanismo podría explicar la existencia de aureolas ricas en Mn que presentan algunos granates, tales como se han mencionado anteriormente al exponer los tipos de zonación.

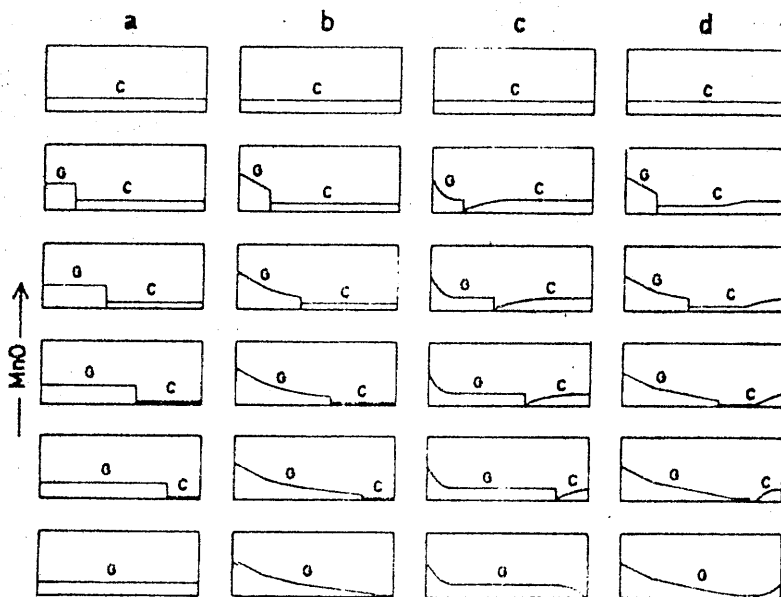


Fig.VII.4. Cuatro posibilidades de cambio en la composición de la clorita y del granate, durante la reacción de clorita para formar granate: a) difusión completa en la clorita y en el granate; b) difusión completa en la clorita, sin difusión en el granate. c) difusión restringida en la clorita, sin difusión en el granate; d) difusión restringida en la clorita, sin difusión o difusión restringida en el granate (Kretz, 1973).

Otro modelo de zonación muy semejante al de Kretz (1973) ha sido propuesto por Banno y Chii (1978). Tiene la particularidad de que en él se establece el supuesto de que se mantiene siempre el equilibrio local con respecto al Mn y al Fe, y que la velocidad de crecimiento del granate está esencialmente controlada por la difusión. En la Figura VII.5 se reproducen los perfiles de zonación obtenidos según el modelo de Banno y Chii.

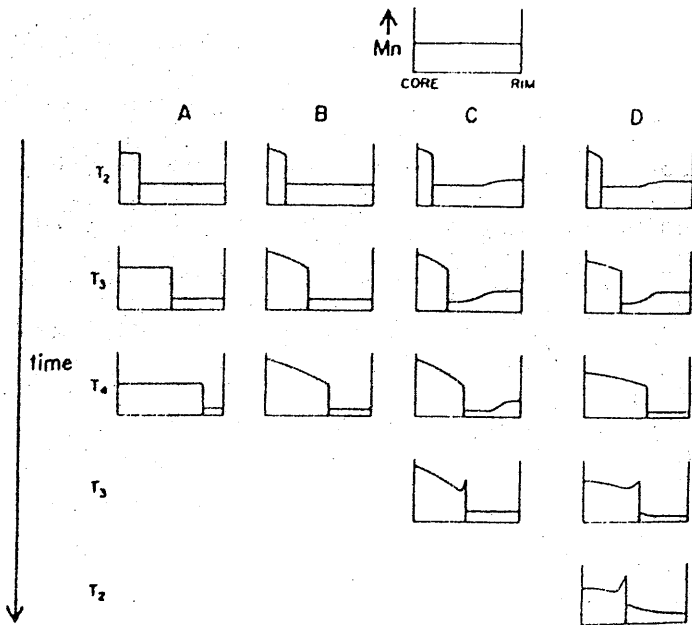


Fig.VII.5. Representación esquemática del tipo de zonación del granate en el modelo binario y en un sistema unidimensional. A) equilibrio completo, B) sin difusión en el granate y difusión completa en la clorita. C) sin difusión en el granate y difusión limitada en la clorita. D) difusión limitada en el granate y en la clorita, pero mucho más fácil en esta última (Banjo y Chii, 1978).

Muy recientemente, Cygan y Lasaga (1982) han desarrollado varias extensiones al modelo de zonación durante el crecimiento por fraccionamiento isotérmico de Hollister (1966). El nuevo modelo incluye un término de equilibrio no lineal para el intercambio de constituyentes entre el granate y el reservorio, y permite variaciones de temperatura durante un acontecimiento que implique calentamiento o enfriamiento. Además, incorpora un factor de tiempo que depende de la velocidad de crecimiento, y que contribuye a refinar el modelo para su aplicación a ambientes geológicos complejos. La aplicación práctica a los granates de grado alto en Phillipston (Massachusetts) ha permitido a los autores antes mencionados contrastar la validez del modelo.

ZONACION POR DIFUSION.

Algunos autores (Atherton, 1968; Woodsworth, 1977; Anderson y Olimpio, 1977; Yardley, 1977, etc.) han presentado ejemplos en los que muestran un aumento en la homogeneidad del granate a medida que aumenta el grado metamórfico. Así, los granates pertenecientes a la zona de la sillimanita poseen una zonación muy atenuada, con una tendencia normal para el Mn y un aumento de la relación Fe/Mg hacia la zona periférica. Para explicar este comportamiento pueden existir varias hipótesis: a) cambios en la naturaleza de los procesos de segregación o reacción en grados metamórficos altos, b) recristalización completa en condiciones del grado de la sillimanita de granates zonados, previamente formados a grados inferiores, c) mayor eficacia de la difusión en volumen con el aumento de la temperatura.

La importancia de esta difusión como generadora o modificadora de zonación en el granate fue puesta de manifiesto por Anderson y Buckley (1973) quienes describieron tres modelos de zonación basados en la difusión de cuatro componentes (Ca, Fe, Mg y Mn). El modelo A permite el intercambio entre un granate esférico, de radio fijo y composición inicial homogénea, y un reservorio inicialmente homogéneo. En el B, semejante al anterior, se considera que el coeficiente de difusión es dependiente de la concentración, y en el C, se permite el intercambio entre un granate esférico de radio fijo y un reservorio inicialmente heterogéneo. Anderson y Buckley concluyen que la difusión puede jugar un papel muy importante en la zonación de minerales metamórficos, y que los modelos presentados dan lugar a curvas semejantes a las encontradas en granates naturales, para valores razonables del coeficiente de difusión y del tiempo. La forma de la curva dependerá de la etapa de evolución del sistema local (granate y reservorio) y de la diferencia de composición original entre ambos. Otros modelos de zonación que implican difusión e intercambio de cationes durante o después de la cristalización del granate han sido

desarrollados por Loomis (1975,1978) y por Lasaga et al. (1977).

A temperaturas propias de la zona de la estauroлита la difusión en volumen en el granate comienza a ser operativa y puede modificar la forma previa de los perfiles de Mn (Anderson y Olimpio,1977). A medida que la temperatura incrementa, el granate pierde su carácter refractario, y para condiciones próximas o superiores a la de la isograda sillimanita-feldespató potásico (aproximadamente 650°C) la zonación previa existente en el granate es obliterada por difusión, y el granate es homogeneizado (Blackburn,1969; Fediukova y Suk,1973; Anderson y Buckley,1973; Tracy et al.,1976; Yardley,1977; Woodsworth,1977; Tyler y Ashwort,1981).

Actualmente, la mayor parte de los autores concuerdan en que la zonación de los granates de grado alto es el resultado de difusión en volumen posterior al crecimiento del granate. Esta difusión ha tenido lugar durante el enfriamiento que sigue al climax metamórfico o, más tarde, durante un remetamorfismo a menor grado. El tipo de zonación más común, como ya se ha indicado anteriormente, consiste en una zonación concéntrica producida por el incremento del Mn y de Fe hacia el borde y la concomitante disminución del Mg en el mismo sentido (zonación inversa). El Ca suele presentar poca variación (Evans y Guidotti,1966; Blackburn,1969; Grant y Weiblen,1971; Loomis,1976; Tracy et al.,1976; Kerr,1981; Corbett y Phillips,1981).

La hipótesis de que este tipo de zonación es producida por la reabsorción selectiva de la parte periférica del granate durante un proceso retrógrado -para producir biotita o cordierita- parece ser la de mayor aceptación (Grant y Weiblen,1971; Tracy et al.,1976; Hollister,1977). La formación de estos minerales, que contienen una menor proporción de Mn y una relación Fe/Fe+Mg más baja que el granate, lleva consigo una disminución de Mg y un enriquecimiento en Mn y Fe en el granate residual. También dentro de un proceso retrógrado, Dietvorst (1982) ha explicado-

la zonación inversa mediante reacciones continuas de intercambio (Fe-Mn-Mg) en un ambiente de baja presión de H_2O .

Un tipo especial de zonación por difusión en granates es el que tiene lugar únicamente en las proximidades del contacto con otro mineral ferrromagnésico, típicamente biotita o cordierita. Este tipo de zonación sólo ha sido referido en granates del grado de las granulitas (Blackburn, 1969; Hess, 1971; Schmid y Wood, 1976; Tracy et al., 1976; Lasaga et al., 1977; Berg, 1977). La zonación, en general, sólo afecta al Fe y Mg, mientras que el Ca y Mn parecen mantener una homogeneidad original. El proceso parece ser relativamente simple y consiste en una difusión en volumen, generalmente en ausencia de reacción, que afecta a dos cationes de intercambio (Fe-Mg) entre dos fases adyacentes, en respuesta a un descenso de temperatura (Tracy, 1982). El tratamiento matemático de este tipo de zonación ha sido desarrollado por Lasaga et al. (1977) y por Tracy y Dietsch (1982).

De Béthune et al. (1968, 1975) y Arkai et al. (1975) han demostrado que la difusión en el granate puede ser efectiva a pequeña escala, a temperaturas relativamente bajas (grado bajo y medio). Durante la reabsorción (cloritización) de los granates descritos por estos autores, el Mn y el Ca se han difundido hacia el exterior de los granates, concentrándose en la zona periférica al no existir otros minerales receptores de estos elementos. Este movimiento ha sido compensado por otro en sentido inverso de Fe y de Mg. La zonación (inversa) que tiene lugar afecta a una franja estrecha (5 a 20 micras) del cristal.

ZONACION DEL Ca.

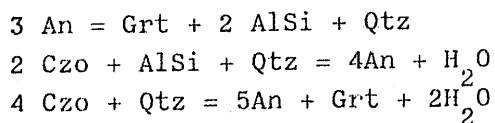
La mayor parte de los estudios realizados sobre zonación en granates se han enfocado, fundamentalmente, sobre la distribución del Fe, Mn y Mg y su relación con otras fases ferromagnesianas coexistentes. La zonación del Ca, si bien ha sido descrita, pocas veces se ha tratado de conectar con otras fases ricas en Ca y estudiar, de este modo, las posibles reacciones que rigen la distribución de este elemento en el granate.

En algunos casos, la distribución de Ca presenta cierta similitud con la del Mn (Harte y Henley, 1966; Linthout y Westra, 1968; Hollister, 1969; Atherton, 1968; Kurat y Scharbert, 1972, etc.) hecho que ha sido explicado mediante el mismo proceso de fraccionamiento o segregación aplicable al Mn. Sin embargo, las curvas de zonación raramente pueden considerarse verdaderas curvas de segregación, lo que indica que existen otros controles tales como la difusión o interacción con otros minerales cálcicos (Atherton, 1968). Crawford (1977) señala que el modelo de segregación puede ser aplicable al Ca en rocas de grado bajo, donde la plagioclase es albítica, o cuando el contenido en Ca en la roca es muy bajo y el granate y/o la plagioclase apartan el Ca del medio. En otros casos, este tipo de distribución del Ca ha sido explicado en función de un aumento de temperatura en relación con la presión, simultáneamente al crecimiento del granate (Raheim, 1975).

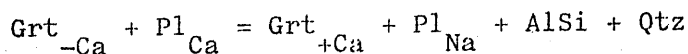
El tipo de zonación del Ca habitualmente difiere, a veces de modo muy notable, de la de los demás elementos (Linthout y Westra, 1968; De Béthune et al., 1968; Crawford, 1974, entre otros), y depende de la historia térmica que ha sufrido la roca. Con respecto a esto pueden considerarse tres casos: rocas que han sufrido un calentamiento rápido; rocas recristalizadas en condiciones progradadas de casi equilibrio, y finalmente rocas afectadas por importantes reacciones retrógradadas a medida que se enfrían.

El primer caso puede ilustrarse con el trabajo realizado por Crawford (1974) en la aureola de contacto de Kwoiek (Columbia Británica). En esta aureola el granate muestra zonación de tipo normal respecto al Fe, Mn y Mg, y zonación notablemente irregular respecto al Ca. La plagioclasa de estas rocas presenta una zonación del Ca perfectamente correlacionable con la del granate, y este hecho explica la distribución de este elemento en ambos minerales. Así, a causa de la existencia de lagunas composicionales en la serie de las plagioclasas, estas se formarán creando perfiles de zonación discontinuos y, por tanto, también perfiles análogos en el granate coexistente.

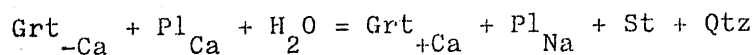
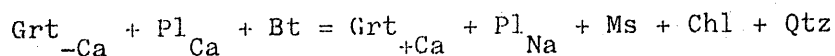
De acuerdo con Boettcher (1970) en el sistema $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ pueden establecerse tres relaciones respecto al equilibrio de minerales con calcio:



en ausencia de epidota podrían establecerse las siguientes modificaciones (Crawford, 1974):



y si no es estable el silicato de aluminio, otras reacciones podrían proporcionar la alúmina, tales como:



El segundo caso, referente a rocas recrystalizadas en condiciones progradadas, ha sido estudiado por Crawford (1977), Olimpio y Anderson (1978) y Franceschelli et al. (1982). Los perfiles del Ca muestran irregularidades semejantes a las descritas anteriormente, siendo válidos en este caso la mayor parte de los argumentos expresados en el caso primero. Por

tanto, la zonación es debida a reacciones continuas y discontinuas. En el primer caso, cuando el granate y la plagioclasa están en lados opuestos de la reacción se producen zonaciones opuestas (antitéticas) en los dos minerales. Si la Temperatura aumenta o la Presión disminuye, la plagioclasa se hace más cálcica y el granate menos; si la Temperatura disminuye o la Presión aumenta ocurriría a la inversa. Reacciones discontinuas, tales como la desaparición de clinozoisita , proporcionan un aumento de la disponibilidad de Ca en el sistema y, por tanto, originan un aumento en el contenido en este elemento tanto en el granate como en la plagioclasa. A los procesos descritos puede superponerse la existencia de gradientes químicos muy acusados, en los que por difusión se producirían importantes variaciones químicas que se reflejarían en el contenido en Ca del granate y de la plagioclasa. En definitiva, la superposición de varios procesos de los descritos puede ocasionar perfiles de zonación en el Ca extremadamente complejos.

El tercer caso corresponde a rocas que han sufrido procesos retrógrados importantes que han condicionado la distribución del Ca en el granate.- Este hecho ha sido puesto de manifiesto por De Béthune et al. (1975) y Arkai et al. (1975), que han descrito enriquecimientos de Ca en los márgenes y a lo largo de fracturas de granates en relación con procesos de reabsorción (cloritización) en condiciones de metamorfismo de grado bajo y medio. En grados superiores, han sido referidos bordes muy ricos en Ca por Kerr (1981), quien los relaciona con un equilibrio que implica a granate y plagioclasa.

Finalmente, debe destacarse que en granates que presentan una zonación fuerte en Ca, la zonación del Fe se dispone de modo especular a la del Ca (Linthout y Westra, 1968; Crawford, 1977; Franceschelli et al., 1982, etc.). Sin embargo, el Mg no parece afectarse prácticamente. Si se tiene en cuenta que la distribución del Ca y del Mn depende fundamentalmente de su disponibilidad (Kretz, 1959; Atherton, 1968; Miyashiro y Shi

do, 1973; López Ruiz, 1976) y es independiente de la cantidad de Fe o Mg, se deduce el interés que debe prestarse al contenido y a la distribución del Ca, especialmente cuando se realicen consideraciones que impliquen a la relación Fe/Mg.

Lo expuesto en las páginas anteriores pone de manifiesto que en la formación de los granates intervienen un elevado número de factores y procesos en un marco bastante complejo. En cada caso, algunos de ellos habrán sido los más operativos y el estudio del granate puede ayudar a determinar la naturaleza y la medida de estos factores. Sin embargo, como indican Stanton y Williams (1978): "the matter appears far from resolved".

VII.2. GRANATES DEL MANTO DEL VELETA

El manto del Veleta es, a pesar de la gran extensión de afloramiento que presenta, el menos estudiado de la Zona Bética, tal vez por su extraordinaria monotonía litológica y la de sus asociaciones minerales. La falta de buenos indicadores termobarométricos no ha permitido precisar las condiciones del metamorfismo sufrido por los materiales de este manto más allá del establecimiento de una evolución desde paragénesis propias de la facies de esquistos verdes hasta condiciones de anfibolitas de albita-epidota (Puga y Díaz de Federico, 1978; Díaz de Federico, 1980). Además, en la actualidad se cuestiona sobre el papel desempeñado por el manto del Veleta durante la orogenia Alpina, y se plantea la posibilidad de que represente un basamento hercínico - prácticamente no afectado por el metamorfismo alpino (Díaz de Federico et al., 1979; Gómez Pugnare, 1979).

La composición química de los granates del manto del Veleta es diferente a la de los granates del manto del Mulhacén. Los primeros se caracterizan por su relativamente alto contenido en Ca (y Mn) y su baja proporción de Mg. Respecto al Mn, sólo son superados por los granates prealpinos del zócalo del Mulhacén; respecto al Ca, su contenido es superior al de los granates de rocas metapelíticas de este manto e inferior, lógicamente, al de los granates de rocas carbonatadas o de metabasitas, ya que el contenido total en Ca en estas rocas es entre 15 y 25 veces superior al de las metapelitas del Veleta.

Refiriéndonos exclusivamente a las rocas metapelíticas, las diferencias composicionales entre los granates de uno y otro manto no son justificables principalmente por un control químico de las rocas, ya que las composiciones de las metapelitas de ambos mantos son muy semejantes (tabla VII.1). En particular, conviene centrar la atención en la igualdad en las concentraciones medias -en las rocas- de MnO (0,09-0,10%), MgO (1,4-1,6%) y FeO (4,2-5,1%), siendo las diferencias más significativas en el contenido en CaO (0,6-0,9%). También la relación de oxidación media (0,34-0,39) y la relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ (0,39-0,34) tienen valores parecidos.

Es interesante establecer una comparación de los granates del manto del Veleta con granates de metapelitas de otras regiones metamórficas que se hayan formado en condiciones metamórficas de grado bajo. En la Tabla VII.2. se recogen los datos correspondientes a varias áreas metamórficas, muchas de las cuales son ya clásicas dentro del campo del metamorfismo (Highland, Sangabawa, Abukuma, Alpes, etc.) y comprenden un amplio espectro de presiones.

Tabla VII.1. Composición química media (y desviación típica) de las rocas metapelíticas del Complejo de Sierra Nevada.

	M. Veleta		M. Mulhacén				Pelita promedio (*)
			Zócalo		Cobertera		
SiO ₂	63.24	9.79	61.34	3.78	60.96	3.61	63.24
Al ₂ O ₃	18.61	5.19	19.48	2.55	16.57	7.14	17.93
TiO ₂	1.11	0.43	1.00	0.21	0.66	0.31	0.84
Fe ₂ O ₃	2.27	0.91	2.29	0.91	2.51	1.43	3.01
FeO	4.16	1.73	5.11	1.04	4.49	1.34	3.97
MnO	0.09	0.04	0.09	0.01	0.10	0.02	0.10
MgO	1.39	0.33	1.42	0.18	1.60	0.44	2.79
CaO	0.57	0.55	0.39	0.15	0.94	0.52	2.36
Na ₂ O	1.41	0.51	1.10	0.18	1.29	0.49	1.72
K ₂ O	2.76	0.72	3.07	0.41	3.70	0.93	3.87
p.c.	3.94	1.21	4.40	0.80	3.15	0.81	-
Fe ³ /Fe ² +Fe ³	0.34	0.09	0.29	0.11	0.33	0.15	0.41
Mg/Mg+Fe ²	0.39	0.06	0.34	0.03	0.39	0.07	0.56

(*) según Wedepohl (1969)

Tabla VII.2. Composición media de granates de rocas metapelíticas formados en condiciones de grado bajo en diferentes terrenos metamórficos. (Porcentaje de los óxidos más significativos).

	1 Sanbagawa (Japón)	2 Otago (N. Zelanda)	3 Highland (Escocia)	4 Stavanger (Noruega)	5 Zermatt (AlpesW, Suiza)
FeO	31.1	18.7	31.5	27.8	33.6
MnO	0.7	6.0	1.5	11.0	1.3
MgO	2.1	0.8	2.1	0.9	1.7
CaO	8.0	15.5	6.5	3.2	2.8
	6 Zillertal (AlpesE, Aust.)	7 Guadarrama E (España)	8 Guadarrama W (España)	8 Abukuma (Japón)	10 Manto del Veleta (Sierra Nevada)
FeO	28.9	37.7	28.8	21.6	31.5
MnO	3.3	1.7	8.3	14.8	1.1
MgO	1.6	1.1	1.6	1.3	1.4
CaO	7.7	3.2	2.8	3.4	7.3

1. Zona C de Kurata y Banno (1974); metamorfismo de alta presión. 2. Brown (1967, 1969); zona de la biotita, metamorfismo de presión intermedia; composición en la zona periférica de los granates. 3. Valores medios en las series de Dalradian, a partir de datos de Sturt (1962) y Atherton (1968), metamorfismo de presión intermedia. 4. Granates en rocas filíticas de la zona I de Muller y Schneider (1971); presión mínima 3 kb. 5. Granates en micasq.Grt de Goossens (1970); presión 3-8 kb. 6. Biotitschiefer y greinerschiefer de Ackermann y Morteani (1976), facies de esq. verdes. 7. López Ruiz et al. (1975); zona del Cld, presión 4-6 kb. 8. López Ruiz et al. (1975); zona de la And, baja presión. 9. Area I de Kano y Kuroda (1973), baja presión. 10. Presente estudio.

Si bien todas las composiciones representadas en la Tabla VII.2 corresponden a granates predominantemente almandínicos se advierten importantes diferencias entre ellos, algunas de las cuales podrían atribuirse a diferentes composiciones químicas de las rocas huéspedes (1), particularmente los granates de Otago que tal como indica Brown (1967), su elevado contenido en CaO debe estar relacionado directamente con el quimismo de las rocas.

En general el marco presentado por los granates de la Tabla VII.2. es complejo, pero permite apuntar algunas tendencias. Por ejemplo, que el contenido en Mg en los granates de grado bajo es pequeño (por término medio del 1 al 2%) y parece independiente de la presión.

Por el contrario, los contenidos en Ca y Mn parecen estar relacionados con el carácter bórico del metamorfismo. La proporción de CaO es, en conjunto, superior en los granates formados bajo presiones altas o intermedias (Sanbagawa, Otago, Highland), donde alcanza valores superiores al 6%, mientras que en los correspondientes a terrenos de baja presión (Abukuma, Guadarrama, etc.) disminuye hasta valores en torno al 3%. El contenido en MnO tiene una tendencia opuesta, ya que presenta valores bajos (menos del 3%) en los terrenos de presión alta o intermedia (si se exceptúa Otago), y altos (más del 8%) en los de baja presión. El contenido en FeO varía entre límites muy amplios y, probablemente, depende de las proporciones de los elementos antes citados.

La influencia de la presión sobre la composición química del granate en condiciones de metamorfismo de grado bajo no es bien conocida. Miyashiro y Shido (1973) han indicado que un aumento en la presión probablemente lleva consigo una disminución en el contenido en MnO en el granate,-

(1) Desafortunadamente sólo una parte de los trabajos mencionados en la Tabla VII.2 contienen datos referentes a las composiciones químicas de las rocas.

como consecuencia del incremento modal de granate y, por tanto, de la menor disponibilidad de Mn para cada cristal. Kepezhinskas (1973) sostiene la misma idea, aunque referida a granates de metapelitas de temperatura intermedia; además, señala que el aumento de la presión origina un aumento en el contenido en CaO en el granate y lo relaciona con equilibrios que implican a plagioclasa.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente la composición de los granates del manto del Veleta concuerda mejor con un ambiente de presiones relativamente elevadas. Esto choca con las condiciones de baja presión establecidas para este manto por otros autores (Martín Ramos y Rodríguez Gallejo, 1978; Díaz de Federico et al., 1979) basadas en las determinaciones del parámetro b_0 en las micas incoloras potásicas. El valor medio de b_0 calculado por los autores citados en último lugar es de 8,991 ($s=0,006$). Este valor de acuerdo con la escala propuesta por Sassi y Scolari (1974, Tabla 2) correspondería al tipo de metamorfismo de presión más baja, con andalucita+cordierita, sin zona de la clorita (ejemplo: Bossost). Evidentemente, este no parece ser el caso del metamorfismo del manto del Veleta. Probablemente, los valores tan bajos de b_0 obtenidos en las micas de este manto pueden estar originados por algunas de las causas apuntadas por Sassi y Scolari (1974) y Guidotti y Sassi (1976) que pueden ser motivo de error en el método del b_0 , tales como: la presencia de abundante cuarzo y/o clorita (que tienden a aumentar el valor del b_0), la existencia de paragonita o, posiblemente, un grado de metamorfismo algo más elevado que el óptimo para la aplicación del método (que tiende a disminuir el valor del b_0).

Ya se ha indicado en páginas anteriores (apartado VII.1.1.) que, si bien, la presencia de granate almandínico no está restringida a ambientes metamórficos de presiones medias o altas, es un hecho constatado que un régimen de presiones relativamente elevadas amplía considerablemente el campo de estabilidad del almandino, y posibilita que este mi-

neral sea cuantitativamente abundante y esté ampliamente difundido en las rocas metapelíticas. En numerosas regiones metamórficas caracterizadas por un metamorfismo de baja presión tales como Ryoke y Abukuma (Japón), Nueva Gales del Sur y South Australia, Aracena y Bosost (España), etc. (véase Miyashiro, 1973, pp. 167-185) el granate almandínico es poco frecuente o está restringido a rocas de grado medio o alto.

En las rocas del manto del Veleta la presencia de granate está generalizada, y la cantidad de este mineral es notable ya que constituye habitualmente el tercer componente más abundante. Esto, unido a la propia composición de los granates -como se ha discutido previamente- induce a considerar que el carácter de presión atribuido a este manto no parecer tan bajo como podría deducirse del parámetro b_0 de las micas incolores potásicas. El metamorfismo del manto del Veleta, probablemente encaje en un tipo transicional entre los de baja presión y presión intermedia. En cualquier caso, la proliferación del granate ha sido propiciada por la composición química de las rocas metapelíticas de este manto, que caracterizada por sus contenidos elevados en Al_2O_3 y bajos en Na_2O y K_2O , así como por una alta relación $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ determina la presencia de ferromagnesianos tales como granate y cloritoide en lugar de biotita (Fig. VII.6.).

El contenido en Mn. Las posiciones con coordinación dodecaédrica de la estructura del granate son más apropiadas para albergar cationes del tamaño del Mn ($0,91 \text{ \AA}$) que las posiciones octaédricas de los demás silicatos que comúnmente coexisten con el granate. Por tanto, el Mn es fuertemente concentrado en este mineral en relación a la roca y a otros minerales. Por ejemplo, el factor de fraccionamiento ($MnO \%$ en el granate / $MnO\%$ en minerales asociados) varía aproximadamente entre 10-100 para la pareja granate-biotita y entre 4-30 para la pareja granate-clorita, en metapelitas de baja y media temperatura (Miyashiro y Shido, 1973). De lo anterior se deduce el papel preponderante que tiene la con

concentración de MnO en la roca sobre el contenido en Mn en el granate.

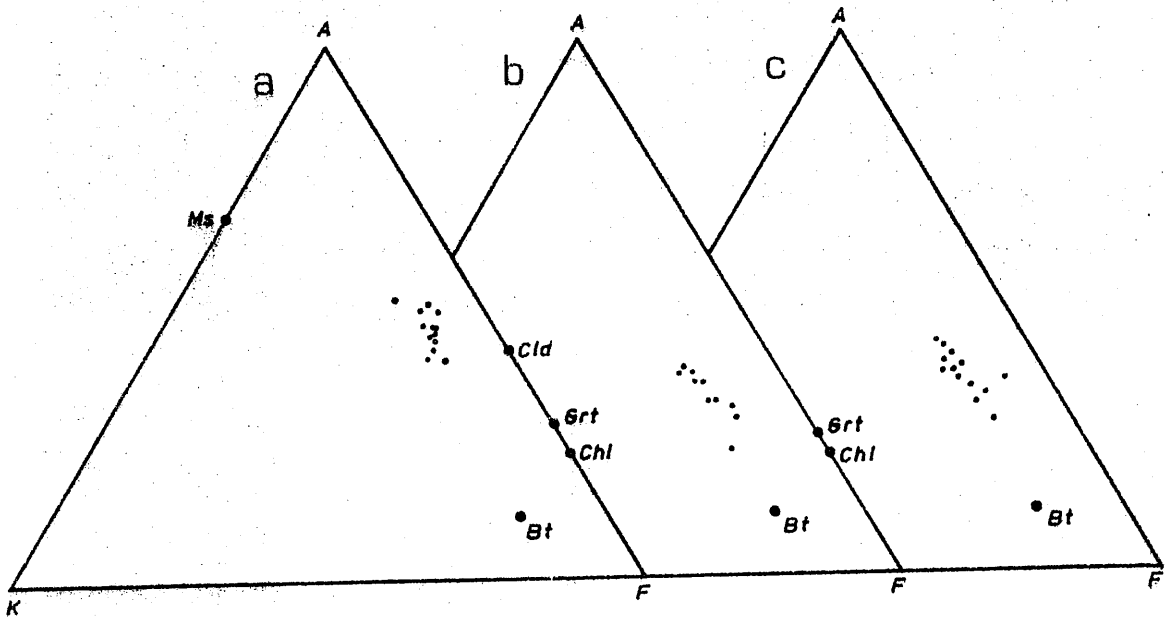


Fig.VII.6. Diagrama AKF de las rocas del Manto del Veleta (a). Se muestran como comparación los esquistos pelíticos de Sazare, Sanbagawa (Kurata y Banno, 1974) (b) y de Highland, Escocia (Atherton, 1968). AKF está definida por $A=(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)$, $K=K_2O$ y $F=(FeO+MgO)$, donde FeO es el Fe total.

Como las metapelitas del manto del Veleta contienen aproximadamente la misma cantidad de MnO (del orden del 0,10%) que las del manto del Mulhaecén, las diferencias existentes en el contenido en MnO en los granates de uno y otro manto han de estar relacionadas con la proporción modal de granate en las rocas de cada manto. El porcentaje modal medio de granate en las rocas del Veleta es aproximadamente del 3,5%, frente al 5% y al 10% existente en las metapelitas del zócalo y de la cobertura, respectivamente, del manto del Mulhaecén, siendo evidente que cuanto menor es el volumen de granate producido mayor es la disponibilidad

de Mn (presente en la roca) para cada granate.

Dentro de las propias rocas del manto del Veleta, los diferentes contenidos en Mn en los granates y las tendencias mostradas a este respecto por varios tipos de micasquistos (véase cap.V: Composición química) pueden explicarse adecuadamente mediante una función combinada del contenido en MnO en las respectivas rocas, la proporción de granate existente y la densidad de nucleación del granate (número de cristales por unidad de volumen).

Algunos autores (Atherton, 1968; De Pieri y Galetti, 1972; De Pieri, 1974; Baltazis, 1979) han sugerido el uso o han utilizado los valores del factor de fraccionamiento del Mn entre el granate y la roca como indicadores del grado metamórfico. Atherton (1968), por ejemplo, encontró en los esquistos pelíticos de Dalradian (Escocia) una variación regular desde un valor igual a 81 en la isograda del granate, a 28 en la zona de la distena/estauroлита; por otra parte, Baltazis (1979), también en las series de Dalradian, halló una variación poco sistemática entre la zona del cloritoide (111) y la de la estauroлита (75). En los granates del manto del Veleta el intervalo de variación del factor de fraccionamiento (Mn) oscila entre 20 y 52 en los micasquistos con granate-cloritoide y en los micasquistos granatíferos, y presenta una gran variación (11 a 137) en los micasquistos con feldespato y granate.

La tendencia general encontrada por los autores anteriores es que el factor de fraccionamiento (Mn) disminuya a medida que aumenta el grado metamórfico. Sin embargo, en nuestra opinión, esta variación no es gradual ni suficientemente sistemática a lo largo de una secuencia metamórfica como para establecer en base a ella una gradación metamórfica. Los valores del factor de fraccionamiento (Mn) dependen, en buena parte, de las características del proceso de nucleación del granate (densidad de nucleación, nucleación preferencial, relación entre la velocidad de

crecimiento y la de nucleación) que pueden ser diferentes en rocas adyacentes que, obviamente, han sufrido un mismo grado de metamorfismo. A igualdad de condiciones de nucleación, el factor de fraccionamiento puede poner de manifiesto, para una determinada área, diferencias generales en el grado metamórfico entre conjuntos de muestras (granates) formados a diferentes temperaturas. En las series del manto del Veleta no se ha encontrado ninguna variación, ni tendencia sistemática en los valores de dicho coeficiente.

El contenido en Ca. La elevada proporción de CaO en los granates del manto del Veleta, contrasta con la escasez de este óxido en las rocas (0,61% como valor medio) si se las compara con la pelita promedio (Tabla VII.1.). La causa de este enriquecimiento en CaO en los granates es la ausencia de otros minerales cálcicos o que contengan cantidades significativas de este elemento. Como se muestra en la Tabla IV.1 las fases que acompañan al granate contienen proporciones muy pequeñas de CaO (paragonita <0,2%; cloritoide <0,1%; clorita <0,7%), y sólo en los micasquistos con feldespato y granate pueden existir cantidades relativamente importantes de plagioclasa, aunque con bajo contenido en CaO (1-1,5%). La epidota está ausente prácticamente en toda la secuencia de rocas, y sólo se ha detectado, pero en cantidades mínimas, en los micasquistos con feldespato y granate antes citados.

De acuerdo con lo anterior, se explica que el factor de fraccionamiento del Ca entre el granate y la roca alcance valores bastante elevados (entre 11 y 34) en la mayor parte de las rocas estudiadas (que no contienen otros minerales con Ca), y descienda hasta 5 en algunos micasquistos con granate y plagioclasa; pero, en cualquier caso, el Ca es fuertemente concentrado en el granate. Este hecho determina la existencia de una fuerte relación entre contenido en Ca en la roca y en el granate. Sin embargo, esta relación no se pone de manifiesto mediante correlación

a causa de la influencia de otros factores, como los referidos en el apartado anterior del Mn, relativos al proceso de nucleación y al volumen de granate producido.

Los valores del factor de fraccionamiento del Ca en los granates del manto del Veleta son semejantes a los encontrados por Atherton (1968) en

la zona del granate de las series de Dalradian, donde este autor encontró una disminución del factor con el aumento del grado metamórfico. En las series del Veleta la variación del factor de fraccionamiento del Ca no es sistemática probablemente, en gran parte, por las mismas causas aducidas en el caso del Mn.

La elevada proporción de Ca contenida en los granates de este manto parece subrayar el importante papel que ha podido tener el componente grolularia en la estabilización del granate esencialmente almandínico, habida cuenta que a pesar de la baja concentración de CaO en las rocas (en algunas hasta el 0,3%), todos los granates tienen contenidos de CaO superiores al 5%.

El contenido en Fe y Mg. La proporción de Fe y Mg en los granates del manto del Veleta es baja, especialmente en lo que respecta al Mg. Ello puede atribuirse a que el Ca y el Mn son incorporados con preferencia a la estructura del granate, y la cantidad de Ca más Mn existente en los granates de este manto es la más elevada de todos los granates de rocas metapelíticas de Sierra Nevada.

La relación Mg/Fe del granate puede considerarse, en términos relativos, como un indicador del grado metamórfico si se tienen en consideración otros factores adicionales (composición de la roca huésped, otros ferromagnesianos coexistentes, reacciones que dan lugar al granate, etc.). Esta relación aumenta al incrementar el grado de metamorfismo. En el conjunto de los granates del manto del Veleta esta relación alcanza una va-

lor de 0,079, que es netamente inferior al de los granates de las rocas metapelíticas del manto del Mulhacén. Si se tiene en cuenta la semejanza entre las composiciones de las rocas de ambos mantos y, en particular, los valores de las relaciones $Mg/Mg+Fe$ y $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (Tabla VII.1), parece adecuado considerar la superior temperatura del metamorfismo en las rocas del manto del Mulhacén como causa principal de las diferencias observadas en la relación Mg/Fe entre los granates de uno y otro manto.

A lo largo de las secuencias del manto del Veleta los cambios de composición más importantes entre los granates pueden ser atribuidos a diferencias de composición en la roca huesped. Cuando se comparan rocas químicamente muy semejantes, pero pertenecientes a distintos niveles dentro de la secuencia litológica, se observa que las relaciones Mg/Fe en granates texturalmente equivalentes son prácticamente idénticas. Independientemente de su posición en la serie, las rocas que presentan las relaciones $Mg/Mg + Fe^{2+}$ más altas y mayor estado de oxidación contienen granates con relaciones Mg/Fe más elevadas. Estos hechos concuerdan con las observaciones petrográficas que revelan una fuerte monotonía y uniformidad en las paragénesis de las rocas del manto del Veleta, a pesar de constituir una serie que supera los cinco mil metros de potencia aparente. Esta situación debe ser el resultado de un fuerte replegamiento, con probable duplicación o apilamiento de unidades y de la existencia de un bajo gradiente geotérmico con importante espaciado de las isothermas. El estudio de la variación del coeficiente de distribución de Fe y Mn entre las parejas granate-clorita y granate-cloritoide (en realización) probablemente aportará nuevos datos para la explicación del metamorfismo de este manto.

La zonación química

La zonación química de los granates del manto del Veleta permite conocer la evolución de su proceso de cristalización y su interacción con

otra/s fase/s mineral/es. Como se ha explicado anteriormente (Cap. V), la zonación de estos granates es, en general, bastante simple, si se exceptúan algunos granates correspondientes a micasquistos con plagioclasa y granate. La zonación es de tipo normal, con aumento en el contenido en Fe y Mg, y disminución en Ca y Mn desde el centro a la periferia de los cristales. Este tipo de zonación está ampliamente difundido en los granates formados en condiciones metamórficas de grado bajo y medio.

Los perfiles de zonación del Mn son característicos de una cristalización de los granates en un sistema en el que existe una decreciente disponibilidad de Mn que puede estar originada por varias causas (véase VII.1.2.): un proceso de fraccionamiento (Hollister, 1966; Atherton, 1968), el incremento de la proporción modal de granate (Miyashiro y Shido, 1973) o por un equilibrio multivariante con uno o más minerales que actúan de reservorio de Mn y que progresivamente se empobrecen en este elemento (Kretz, 1973; Trzcinski, 1977). Sin embargo, sólo en parte de los granates analizados el contenido en Mn en la zona periférica de los cristales se aproxima a cero, lo que indica que el crecimiento cesó antes de agotar el Mn en el reservorio (minerales reactivos). Además, la pendiente suave de los perfiles indica que la disminución en la disponibilidad de Mn es lenta.

La distribución del Ca da lugar a perfiles de poca pendiente, con algunas irregularidades, lo que es un hecho característico en este elemento. Estos perfiles revelan una alta disponibilidad de Ca para el granate durante la cristalización, con pequeñas fluctuaciones probablemente causadas por la existencia en determinados momentos de gradientes químicos de Ca.

La relación Mg/Fe en cada cristal de granate muestra un aumento gradual desde el centro a la periferia, acorde con un crecimiento en condiciones de temperatura creciente. Sin embargo, los valores de la relación Mg/Fe en la zona externa (0,05-0,08) no difieren mucho de los de la zo-

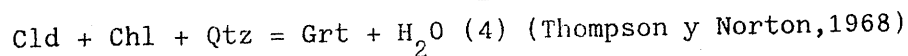
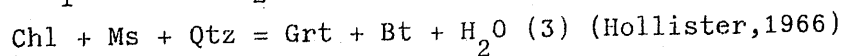
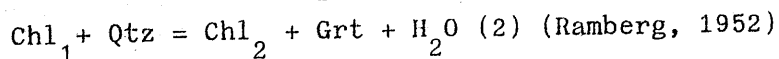
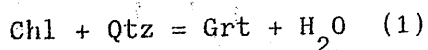
na central (0,04-0,06), lo que representa un incremento moderado de temperatura desde el comienzo al final de la cristalización, probablemente en las proximidades del máximo térmico.

En los micasquistos con plagioclasa y granate, este mineral presenta perfiles de zonación con algunas particularidades, que se refieren, básicamente, a la existencia de mayores irregularidades y de inversiones de la zonación en la zona periférica de algunos cristales. En estas rocas existen otras fases con Ca tales como plagioclasa, epidota o titanita que pueden originar equilibrios más complejos durante la cristalización del granate, cuyos resultados pueden ser fluctuaciones temporales en la concentración de Ca disponible y, en consecuencia, ciertas oscilaciones en el contenido en Ca en el granate. Estas fluctuaciones apenas tienen repercusión en la evolución de los perfiles de Mg y de Mn. El otro aspecto peculiar de los granates de estas rocas consiste en una inversión en la tendencia evolutiva del Mg, Ca y Fe -mientras que el Mn sigue su tendencia descendente- en la periferia de algunos cristales. Este hecho puede explicarse si el granate ha continuado creciendo durante un cierto tiempo, una vez alcanzado el climax térmico, en condiciones de temperatura decreciente, lo que se manifiesta por una disminución, a partir de un máximo intermedio, de la relación Mg/Fe del granate. Durante este período se produce un agotamiento de Mn casi total en el medio, por lo que el contenido en MnO en la parte más externa del granate desciende casi hasta cero.

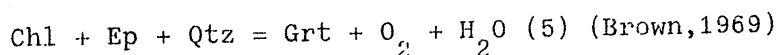
Reacciones de formación del granate

Las reacciones que pueden dar lugar a la formación del granate son muy diferentes, dependiendo de diversos factores tales como el grado de metamorfismo, composición de la roca, fugacidad de oxígeno, etc. En la facies de esquistos verdes (grado bajo) la aparición del granate en me

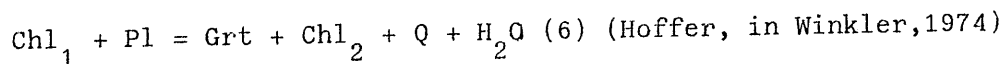
tapelitas comúnmente se atribuye a alguna de las siguientes reacciones:



las cuales justifican la formación de granates de composición almandínica con cantidades pequeñas de Mn, Mg y Ca. Sin embargo, cuando el contenido en Ca es tan elevado como ocurre en los granates del manto del Veleta, es necesario implicar en la(s) reacción (es) alguna fase capaz de aportar la cantidad apropiada de Ca, habida cuenta que este elemento está casi ausente en los minerales antes mencionados. En tal caso, se han propuesto reacciones que implican a epidota:

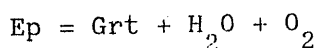


o a plagioclasa:



En las rocas estudiadas, datos petrográficos y texturales tales como la ausencia de biotita, la existencia de abundantes inclusiones estables de cloritoide en algunos granates y el crecimiento de plagioclasa sincrónico o posterior al del granate (al cual incluye) indican, respectivamente, que las reacciones (3), (4) y (6) no han tenido lugar.

La formación del granate ha podido ser debida a una reacción del tipo (1) en rocas sin clorita, o del tipo (2) en rocas con clorita abundante. La participación de epidota en una reacción como la del tipo (5) o como la propuesta por Kurata y Banno (1974),



ha podido ser la fuente adicional de Ca.

En definitiva, la composición química y la zonación composicional de los granates del manto del Veleta evidencian que estos se han desarrollado -

durante una única fase de metamorfismo, casi en su totalidad en condiciones progradas y bajo un fuerte control de la composición de la roca huésped. Las diferencias texturales exhibidas por los granates responden, por una parte, a variaciones de composición en los distintos niveles en que crece y, por otra, al momento en que tiene lugar la cristalización del granate en relación con la fase principal de deformación que afecta a las rocas (F₂).

VII.3. GRANATES DEL MANTO DEL MULHACEN

VII.3.1. EL METAMORFISMO PREALPINO: GRANATES EN LAS METAPELITAS DEL ZOCALO.

Las rocas que constituyen el zócalo del manto del Mulhacén han sido atribuidas al Paleozoico, aunque, recientemente, una parte de las mismas ha podido ser datada mediante fósiles como de edad precámbrica (Gómez Pugnaire et al., 1981).

El metamorfismo alpino ha borrado parcialmente los efectos de las fases de metamorfismo precedentes, de tal modo que es muy difícil discernir si el zócalo del manto del Mulhacén ha sido implicado en más de una fase metamórfica prealpina. Sin embargo, estas rocas presentan unas texturas y asociaciones minerales que son totalmente diferentes a las de las rocas de la cobertera y que evidencian -con seguridad- la existencia de, al menos, una importante fase de metamorfismo anterior al ciclo alpino. Esta fase ha sido atribuida por Puga (1971) al metamorfismo de edad hercínica, lo cual es congruente con las características de este metamorfismo en diferentes zonas europeas (Zwart, 1963, 1969; Bard, 1969; Bard et al., 1971; Boriani et al., 1974, etc.).

En la serie del zócalo del manto del Mulhacén es reconocible una cierta zonalidad metamórfica caracterizada en la parte de mayor temperatura por la asociación estaurolita-andalucita-biotita-granate; en la parte intermedia, la estaurolita coexiste con cloritoide y en la parte de menor temperatura están ausentes la estaurolita y andalucita, y es relativamente abundante el cloritoide. El granate y la biotita están presentes en las tres zonas, pero en menor proporción a medida que disminuye la temperatura.

Las condiciones del metamorfismo pueden establecerse, a partir de las-

asociaciones mencionadas, en un rango de temperatura próximas a 500°C , en la zona de menor temperatura, a valores algo superiores a 550°C (de acuerdo con Ganguly, 1968, 1969, 1972; Hoschek, 1969; Winkler, 1974). La presión puede estimarse en $3 \pm 1\text{ Kb}$, de acuerdo con el punto triple en el sistema Al_2SiO_5 , de Holdaway (1971) y con la presencia de estauroлита.

Los granates prealpinos son poco abundantes en las rocas del zócalo del manto del Mulhacén. Por término medio representan un 0,7% modal, con una densidad de nucleación muy baja, equivalente aproximadamente a tres cristales por cada cm^3 de roca. Por tanto, las condiciones del metamorfismo prealpino no han sido muy apropiadas para la formación de granate almandínico, principalmente debido a los bajos valores de la presión que ha favorecido la mayor presencia de otros minerales ferromagnesianos.

Los granates idioblásticos prealpinos constituyen un grupo muy homogéneo tanto desde el punto de vista textural como químico (véase VI.1). Además, este grupo está netamente diferenciado de los demás granates de Sierra Nevada. Se caracterizan, fundamentalmente, por su elevada proporción de MnO (media=5,4%), mientras que en ninguno de los restantes tipos de granate se supera el 1,5%. Por otra parte, son los que tienen un menor contenido en CaO (1,1%) y, también, pueden considerarse relativamente ricos en FeO (33,9%) y pobres en MgO (1,6%).

En la Fig. VII.7 se muestra una comparación de estos granates con otros de diferentes regiones formados en condiciones metamórficas aproximadamente equivalentes a las del metamorfismo prealpino de Sierra Nevada; entre ellas se incluye la aureola de contacto de Steinach (Baviera) formada a presiones moderadamente elevadas ($> 3\text{Kb}$). Particularmente interesante resulta la comparación con los datos recopilados por Kepezhinskas (1973) referentes a granates de temperatura media formados en diferentes condiciones de presión. Se observa una notable semejanza con los grana-

tes de la zona de la estauroлита pertenecientes al tipo de metamorfismo con andalucita-sillimanita. En general, todos los granates considerados en la comparación, correspondientes a tipos de metamorfismo de baja presión, presentan unas composiciones químicas bastante parecidas, caracterizadas por su elevado contenido en almandino y espesartina, y bajas - proporciones de grosularita y piropo.

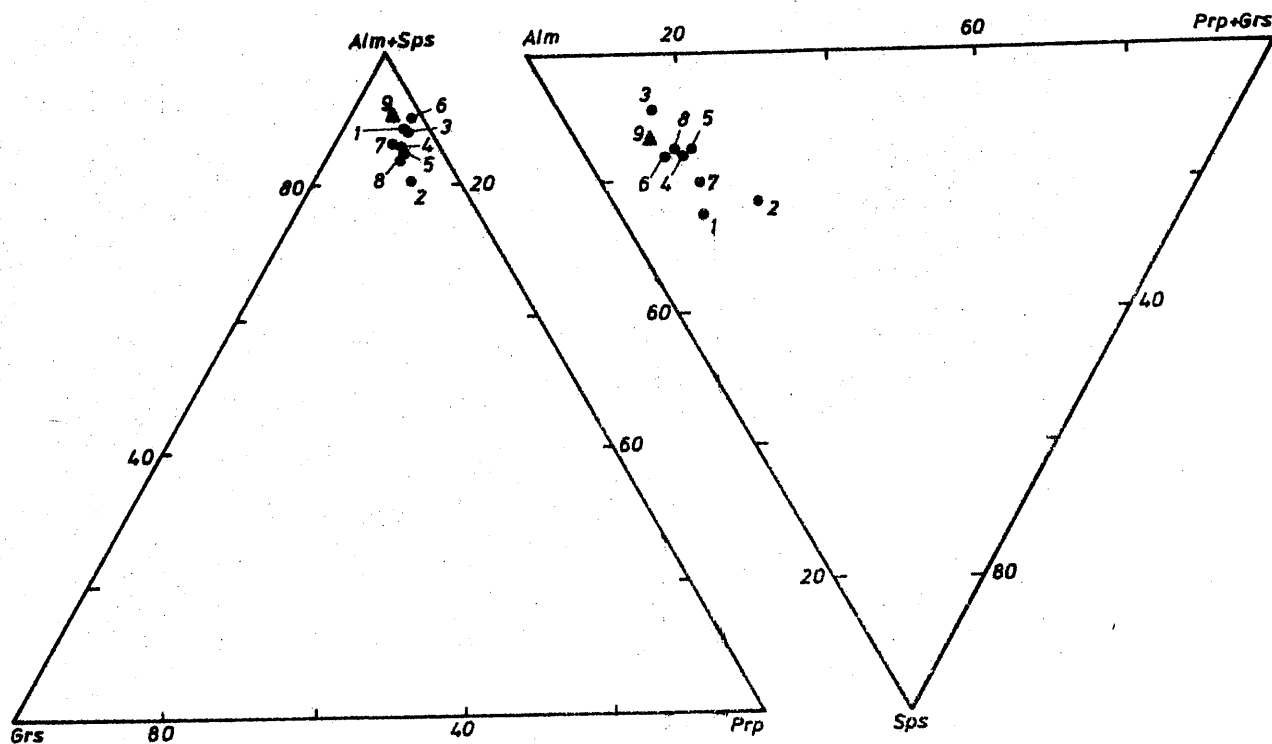


Fig.VII.7. Composición media de granates de varias regiones metamórficas formados en condiciones de baja presión y temperaturas intermedias (facies de las anfibolitas). 1: Hazu, Ryoke, Japón, (Ono, 1976). 2: Abukuma, Japón (Kano y Kuroda, 1973). 3: South Australia (Fleming, 1972). 4 y 5: Maine, USA (Ferry, 1980; Novak y Holdaway, 1981). 6: Steinach, Baviera (Okrusch, 1971). 7: Guadarrama, España (López Ruiz et al., 1975). 8: media de varias regiones (Kepezhinskas, 1973). 9. Idioblastos prealpinos del Manto del Mulhacén, Sierra Nevada.

Las diferencias más significativas de los granates prealpinos aquí estudiados respecto a los demás, radican en un contenido ligeramente inferior en MgO y en CaO y algo más elevado en FeO. Estas diferencias pueden ser explicadas fundamentalmente en términos de la composición de la roca huesped. En las rocas del zócalo del manto del Mulhacén la relación MgO/FeO es bastante baja en comparación con las rocas pelíticas típicas, y ello puede determinar el valor relativamente bajo de esta relación en el granate. Además, la cristalización importante de otras fases más ricas en Mg que el granate ha podido desplazar la composición de este hacia términos más ricos en Fe y pobres en Mg, habida cuenta que, entre minerales coexistentes, el valor de la relación Mg/Fe disminuye en el siguiente orden biotita > cloritoide > estauroлита > granate (véase Thompson, 1976).

Por otra parte, las metapelitas del zócalo contienen del orden de cinco a siete veces menos CaO que las pelitas típicas, y esto repercute directamente en el contenido en Ca en el granate, especialmente si, como ocurre en este caso, este mineral es el único de los presentes que incorpora cantidades relativamente importantes de este elemento.

Otra característica particular de los granates prealpinos es la de presentar, generalmente, una zonación química poco acentuada, hasta el punto de que algunos de los cristales son prácticamente homogéneos. Los perfiles de zonación son regulares y carecen de fluctuaciones. Este hecho no es común en granates de grado medio y evidencia una notable efectividad de la difusión intergranular durante el crecimiento del granate, de forma que los cationes Fe, Mn, Mg y Ca son aportados de modo casi constante a la superficie de los cristales en formación. En consecuencia, en el reservorio de cristalización del granate no ha tenido lugar un proceso de segregación importante, que suele ser común en el caso del Mn y, a veces, en el del Ca. Además, la baja densidad de nucleación y la baja cantidad de granate formado ha possibilitado que la disponibilidad

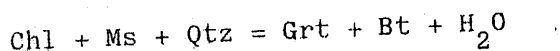
de Mn por parte de cada cristal haya sido bastante grande: la formación de un granate (supuestamente esférico) del tamaño que presentan los idioblastos prealpinos y con un contenido medio del 5,4% de MnO requiere ($3,2 \cdot 10^{-4}$ g) algo menos de la mitad del MnO contenido en el reservorio de roca medio correspondiente a dicho granate ($8 \cdot 10^{-4}$ g).

La magnitud de la zonación composicional en los granates está determinada, fundamentalmente, por la distribución del Mn y, en menor proporción, por la del Ca. Puesto que la distribución de estos dos elementos es bastante regular y homogénea en los granates prealpinos estudiados, la zonación en general de los granates está muy poco acentuada. Excepcionalmente, una de las muestras analizadas (NV-296) presenta unos perfiles muy acusados del Mn, contrarrestados por una evolución opuesta del Fe, fundamentalmente. Estos perfiles (en forma de campana) son típicos de haber sido originados mediante un proceso de segregación (Hollister, 1968; Atherton, 1968) en el que progresivamente se va agotando el Mn disponible. En la muestra mencionada este hecho se debe a la existencia de un mayor número de granates y a un porcentaje modal superior de este mineral en relación a otras rocas del zócalo. En particular, existen cristales de granate muy próximos, casi adyacentes, lo que da lugar a que localmente existan fuertes demandas de Mn durante el crecimiento de los granates, que no son compensadas por un aporte equivalente; en consecuencia, se produce un paulatino empobrecimiento en Mn en los granates a medida que evoluciona el proceso de cristalización.

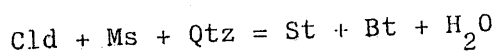
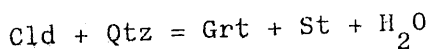
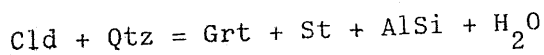
Las características texturales y químicas de los granates idioblásticos prealpinos sugieren unas condiciones de cristalización en régimen estático, y una velocidad de crecimiento suficientemente lenta para que el granate haya podido expeler los minerales que lo rodeaban (especialmente el grafito) en lugar de incorporarlos como inclusiones.

El crecimiento debió tener lugar en condiciones progradadas de metamorfismo, pero en las proximidades del climax térmico, como pone de manifiesto la semejanza entre los valores de la relación Mg/Fe en el centro y en la periferia de los granates.

La formación del granate ha podido originarse, en la zona de menor temperatura, de acuerdo con una reacción del tipo:



En la zona intermedia, el cloritoide (escaso) coexiste con estauroлита y granate, y desaparece en la zona de mayor temperatura donde han podido tener lugar las siguientes reacciones:



Esta zonalidad metamórfica no se refleja en la composición de los granates, probablemente porque el intervalo de temperatura no es lo suficientemente amplio para modificar apreciablemente el quimismo del granate. Las pequeñas alteraciones que hayan podido originarse quedan enmascaradas por el efecto de otros factores tales como la composición de la roca.

Finalmente, debe señalarse que el perfecto idiomorfismo, la falta de alteración y la forma de los perfiles de zonación en los granates prealpinos evidencian la ausencia de efectos retrógrados en estos granates durante las fases de metamorfismo alpino.

VII.3.2. GRANATES FORMADOS DURANTE EL METAMORFISMO ALPINO

El metamorfismo alpino en el manto del Mulhacén es de carácter polifásico. Puga y Díaz de Federico (1978) han reagrupado la historia metamórfica alpina en dos acontecimientos principales que han denominado Eoalpino y Alpino, s.str., cada uno de los cuales está acompañado por fases de deformación.

La primera fase de metamorfismo alpino (M_1) (eoalpino) se caracteriza, fundamentalmente, por la elevada presión de confinamiento. En este estado, se desarrollaron en un régimen esencialmente estático minerales tales como distena, deerita, cloritoide y granate, en rocas metapelíticas, y onfacita, glaucofana y distena en metabasitas (Puga et al., 1975; Puga y Díaz de Federico, 1978; Gómez Pugnaire, 1979). Las condiciones P-T estimadas por los autores mencionados comprenden un intervalo de temperatura que va desde 400°C a algo menos de 500°C , y una presión superior a 10 Kb, lo que corresponde a la facies de esquistos verdes glaucofaníticos de Winkler (1965) (parte de presión más elevada del grado bajo de Winkler, 1974).

El metamorfismo alpino s. str. (M_2) se ha desarrollado bajo condiciones que alcanzan la facies de las anfibolitas y ha originado la formación de cloritoide, estaurolita y distena en las rocas metapelíticas. Las asociaciones eclogíticas previamente formadas en rocas básicas fueron transformadas en esta segunda fase a anfibolitas. Las condiciones P-T son del orden de 550°C a 7,5 Kb (Puga y Díaz de Federico, 1978). Sin embargo, Gómez Pugnaire (1979) ha señalado, en la Sierra de Baza, un máximo de temperatura de 615°C , bajo presiones no inferiores a 6,5 Kb, basándose en la inestabilidad de la estaurolita y de la distena, así como en la distribución de Na y K entre moscovita y paragonita.

Entre las dos principales fases de metamorfismo alpino, Puga y Díaz de Federico (op.cit.) señalan la existencia de una fase de retrometamorfismo, mientras que Gómez Pugnairé (1979) sugiere una evolución gradual de la primera a la segunda fase, con un progresivo aumento de temperatura y una concomitante disminución de la presión total.

VII.3.2.1. GRANATES DE ROCAS METAPELITICAS

Primera fase de metamorfismo alpino.

Las condiciones en que tuvo lugar la primera fase de metamorfismo alpino no fueron idóneas para la formación generalizada de granate en las rocas metapelíticas. Si bien un ambiente de presiones elevadas favorece la formación de este mineral con una proporción muy elevada de almandino, las temperaturas que reinaron durante esta fase fueron relativamente bajas y probablemente estuvieron en las proximidades del límite inferior de estabilidad del granate almandínico.

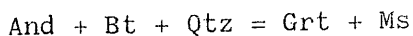
En las metapelitas de la cobertera del manto del mulhacén no se han encontrado evidencias texturales claras que permitan con seguridad asignar granates a la primera fase alpina (M_1). Algunas situaciones texturales tales como pequeños granates idioblásticos englobados en minerales pertenecientes a la segunda fase alpina (M_2), o determinadas relaciones con las esquistosidades de la roca podrían, en principio, inducir a considerar tales granates como eoalpinos pero los análisis de microsonda han revelado una composición y unas tendencias de zonación equivalentes a otros granates de la misma roca claramente atribuibles a la fase M_2 . En la cobertera las condiciones metamórficas han propiciado la formación de otras fases ferromagnesianas tales como cloritoide o clorita, en unas rocas que están caracterizadas por una relativamente alta relación Fe/Fe+Mg.

En las rocas metapelíticas del zócalo es atribuible a la fase M_1 la formación de los agregados de granates descritos con anterioridad en el apartado VI.1. Estos agregados están relacionados espacialmente y genéticamente con porfiroblastos prealpinos inestabilizados en las condiciones de presión y temperatura existentes durante la fase M_1 .

Los agregados del tipo (a), compuestos por biotita y granate (láminas VII,e,f y VIII,a), proceden de antiguas biotitas prealpinas y aún conservan la forma del cristal original. Se han observado solamente en algunos niveles de rocas que han sufrido con menor intensidad las deformaciones alpinas. Los granates constituyen con frecuencia texturas coroníticas formadas por reacción de biotita con la matriz para dar lugar a granate almandínico y a una nueva biotita con una relación Mg/Fe superior a la biotita inicial.

Los agregados del tipo (b) son mucho más abundantes que los anteriores y están compuestos fundamentalmente por granate y mica incolora y, en algunos casos, también por cloritoide o biotita, además de pequeñas cantidades de grafito, ilmenita, rutilo y clorita (raramente turmalina). Aparte su composición mineralógica, se diferencian de los anteriores por su forma amigdaloides o nodular y por presentar halos de aplastamiento (flattening) muy marcados (lámina VIII,b-e). La naturaleza del porfiroblasto original no es tan evidente como en el tipo anterior pero la composición de los agregados así como la existencia de una serie de casos intermedios entre los tipos (a) y (b) sugieren que también se trata de biotita.

A veces, los agregados se encuentran incluidos en grandes porfiroblastos de antiguas andalucitas o en contacto con las mismas, en cuyo caso cabe considerar la posibilidad de una reacción del tipo:



como responsable de la formación de estos agregados. Con mayor frecuen-

cia los agregados están dispersados en la matriz, pero presentan las mismas características que cuando están incluidos en pseudomorfos de andalucita. En estos casos, la andalucita no habría participado en la(s) reacción(es) y podría haber tenido lugar una reacción como la indicada para los agregados (a), pero con formación de mica incolora y una pequeña cantidad de biotita como productos de dicha reacción. Cuando existiese disponible una mayor proporción de alúmina en el lado de los reactivos pudo tener lugar la formación de cloritoide.

La composición química de los granates en los agregados (a) y (b) es muy semejante y evidencia que su cristalización ha tenido lugar en un micro sistema fuertemente influenciado por la composición de la biotita original. Esto se traduce en:

- una elevada relación Mg/Fe (0,13-0,14)
- bajo contenido en Mn ($\leq 0,4\%$ MnO)
- relativamente alto contenido en Ti (0,15% TiO₂)

Los agregados del tipo (c) (lámina VIII, f) se han originado a partir de porfiroblastos de estaurolita prealpina. Son de composición, en líneas generales, semejantes a los anteriores pero muestran su procedencia de un material original diferente. Esto se ha comprobado mediante el análisis de agregados de tipo (b) y de tipo (c) existentes en una misma sección pulida (NVC-14). El granate formado a partir de estaurolita presenta un mayor contenido en Fe y una proporción inferior en Mg y Ti. El contenido en Ca es en ambos casos análogo. Las reacciones que dan lugar a la inestabilización de estaurolita en ambientes de presiones moderadas a altas son complejas, y el área en que se produce la textura de reemplazamiento debe de considerarse abierta y sometida a un importante intercambio de elementos con el exterior (Kwak, 1974). En este contexto, la formación de los agregados compuestos por mica incolora, cloritoide y una pequeña cantidad de granate han podido formarse por reacción de es-

tauroлита con cuarzo con aporte exterior de K y, probablemente, Ca .

Un hecho destacable en los granates en agregados es la existencia, en bastantes de ellos, de una relativamente importante proporción de Ca, especialmente en la zona central de los cristales. Habida cuenta que las fases originales (biotita o estauroлита) apenas contienen Ca, este elemento ha debido ser introducido en el sistema de reacción desde el exterior. Sin embargo, la fuerte disminución en el contenido en Ca hacia la periferia de los cristales de granate sugiere una difusión limitada del Ca en relación a la velocidad de crecimiento del granate. De modo que al comienzo de la cristalización del granate la disponibilidad de Ca es bastante importante y este elemento es preferencialmente incorporado al granate; a medida que el proceso continúa, la demanda de Ca aumenta como consecuencia del incremento modal del granate, y al no ser aportado el Ca en cantidad suficiente el granate se empobrece progresivamente en Ca, siendo compensado este hecho por una mayor incorporación de Fe.

Segunda fase de metamorfismo alpino.

Durante la segunda fase de metamorfismo alpino (M_2) tuvo lugar la deformación que ha originado la esquistosidad (S_2) más patente en la mayor parte de las rocas, así como la principal fase de blastesis de granates y de otros minerales en el manto del Mulhacén. Con respecto al granate, debe recordarse que habitualmente constituye el tercer componente en orden de abundancia, pues representa alrededor de un 5% modal en las rocas metapelíticas del zócalo, y varía entre amplios límites, pero puede alcanzar hasta un 20%, en las de la cobertera.

En las metapelitas del zócalo durante la fase M_2 se han desarrollado granates de tres tipos texturales que corresponden, fundamentalmente, a recrecimientos de granates idioblásticos prealpinos, y a una nueva

generación de cristales, bien como granates de pequeño tamaño muy ricos en inclusiones de grafito, o como granates peciloblásticos de mayor tamaño (véase descripción en VI.1 y Láminas VI, VII, IX y X). Con base en criterios exclusivamente texturales, es muy difícil asignar con seguridad los dos primeros tipos a la fase M_1 o a la fase M_2 , pero nos hemos inclinado por esta última, principalmente, por criterios químicos, a la vista de la similitud de composición que muestran con los granates peciloblásticos que pueden atribuirse con mayor certeza a la fase M_2 .

Los pequeños granates grafitosos y los recrecimientos de idioblastos prealpinos (también muy ricos en grafito) se presentan asociados en las mismas rocas, que corresponden a micasquistos de grano fino con granate y cloritoide. Ambos tipos pertenecen a una única generación de granate que en parte aprovecha la superficie de antiguos granates como puntos de nucleación. Sin embargo, no todos los granates prealpinos están igualmente recrecidos y, en muchos casos, este recrecimiento está ausente o se ha desarrollado de modo discontinuo. La composición y los rasgos texturales de estos dos tipos de granates son prácticamente idénticos por lo que cabe considerarlos como un único grupo.

Los granates peciloblásticos son de tamaño milimétrico y se presentan en variedades de micasquistos grafitosos de grano medio con granate y cloritoide. Existen también, en algunas rocas, granates de características intermedias entre los de tipo grafitoso y los de tipo peciloblástico.

En las rocas metapelíticas de la cobertera se han desarrollado varios tipos texturales de granates (véase VI.2.1. y Láminas XI a XIV) que, básicamente, pueden esquematizarse en un modelo que comprende dos zonas. La zona central contiene abundantes inclusiones que definen una esquistosidad interna, cuya disposición evidencia un crecimiento sincinemático relacionado con la fase de deformación que da lugar a la esquistosidad S_2 de las rocas. La diversidad de disposiciones textuales es el resultado, como se ha explicado previamente, de una serie de factores tales

como:

- la naturaleza (relación cuarzo/filosilicatos) del entorno en que se forma el granate.

- el tipo de deformación de la matriz.

- momento de nucleación, proceso de nucleación y velocidad de crecimiento del granate.

La zona externa prácticamente carece de inclusiones, alcanza un desarrollo muy desigual en diferentes cristales, incluso entre cristales muy próximos en una misma lámina delgada, y en algunos casos no ha llegado a desarrollarse. Corresponde a un cambio en las condiciones de crecimiento a un régimen estático (post S_2) con temperatura más elevada que la existente durante la formación del núcleo. La transición entre la zona central y la periférica en unos casos es gradual y en otros existe alguna interrupción en el crecimiento del granate.

Las diferencias texturales existentes entre los granates de las formaciones metapelíticas distinguidas en la cobertera del manto del Mulhacén (apartados IV.3.3, IV.3.5 y IV.3.6) radican, fundamentalmente, en:

- tamaño de los cristales. Si bien los granates constituyen por firoblastos en relación con la matriz, el tamaño de los granates está en correspondencia con el tamaño de grano de la matriz, y, así, disminuye en el siguiente orden: formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos (1 a 20 mm), formación de micasquistos granatíferos (1-2 mm) y formación de micasquistos de grano fino (0,1-0,4 mm).

- diferente naturaleza de las inclusiones en función de la composición mineralógica de la roca.

- variaciones en el grado de desarrollo de la zona periférica de los cristales en relación a los núcleos sintectónicos.

- cantidad de granate y densidad de nucleación.

Estas características son bastante homogéneas en todas las muestras de la formación de micasquistos granatíferos o en la formación de micasquistos de grano fino, no ocurriendo lo mismo en la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos que incluye numerosas variedades de micasquistos y, por tanto, posee una mayor diversidad de tipos texturales de granates.

Con respecto a la composición media de los granates de la fase M_2 de las rocas metapelíticas del manto del Mulhacén es interesante establecer algunas comparaciones, a distintos niveles, para poner de manifiesto características químicas particulares y tratar de encontrar los factores que han podido determinarlas.

En las rocas del zócalo los dos tipos texturales básicos de granates - distinguidos (grafitosos y peciloblásticos) tienen una composición química muy semejante.

En las rocas de la cobertera no es posible discriminar los granates en varios grupos composicionales en función de la formación metapelítica a que pertenezcan. Es común que existan mayores diferencias entre granates de dos muestras de una misma formación que entre granates de dos formaciones diferentes. Este hecho es debido, sobre todo, a la relativa diversidad litológica y composicional de la formación de micasquistos-feldespáticos y anfibólicos. Sin embargo, si independientemente de la formación a que pertenezcan se agrupan las rocas y los granates de acuerdo con su similitud química, se aprecia una correspondencia bastante elevada que evidencia un importante control de la composición de la roca sobre la del granate.

Un segundo nivel de comparación puede realizarse entre los granates de la fase M_2 de las metapelitas del zócalo y de la cobertera. Como se observa en los diagramas de las figuras VI.6 y VI.22, las poblaciones de muestras correspondientes al zócalo y a la cobertera, respectivamente,

se solapan, en parte, pero se aprecia claramente que los granates del zócalo son, en general, más ricos en FeO que los de la cobertera (34,6% frente a 31,3%, como valores medios), y más pobres en CaO (4% frente a 5,9%) y MgO (2% frente a 3%). Estas diferencias son atribuibles, como se explica más adelante, a diferentes composiciones de las rocas huéspedes: inferior contenido en CaO en las rocas del zócalo y mayores valores de la relación $Mg/Fe^{2+} + Mg$ y de la relación de oxidación ($Fe^{3+} / Fe^{2+} + Fe^{3+}$) en las de la cobertera.

También es interesante comparar el quimismo de los granates de las metapelitas del manto del Mulhacén con granates de otras regiones metamórficas. Con tal fin, se han recopilado de la literatura una serie de análisis correspondientes a granates de rocas metapelíticas formados en condiciones aproximadamente equivalentes a las de los aquí estudiados, es decir, metamorfismo de presiones intermedias (tipo barrowiano) y facies de las anfibolitas. En la tabla VII.3 se muestran las composiciones medias y las desviaciones típicas referidas a los óxidos más representativos de los granates del manto del Mulhacén y de otras regiones del mundo (1).

(1) Los datos corresponden a las siguientes zonas y autores: América del Norte, Canadá (Trzcieski, 1977), Estados Unidos (Tracy et al, 1976; Crawford, 1977); Alpes (Ackermann y Morteani, 1976; Hoinkes, 1981; Droop, 1981); Escocia (Butler, 1967; Atherton, 1968; Baltazis, 1979); Himalaya (Sen y Chakraborty, 1968; Powell y Vernon, 1979); U.R.S.S. (Kepezhinskas, 1973).

Tabla VII.3. Composición media y desviación típica de los granates de rocas metapelíticas del manto del Mulhacén y de otras regiones (grado medio, P media).

	Manto del Mulhacén				"Granate promedio"	
	zócalo		cobrtera			
FeO	34.6	0.7	31.3	1.9	32.5	1.4
MnO	1.2	0.5	0.8	0.5	2.9	1.5
MgO	2.0	0.2	3.0	1.4	2.8	0.6
CaO	4.1	0.6	5.9	1.7	3.1	1.3
Alm	77.5	1.6	69.5	4.6	73.2	3.2
Sps	2.7	1.1	1.7	1.1	6.6	3.4
Prp	8.0	0.8	12.0	5.3	11.2	2.4
Grs	11.8	1.7	16.8	4.8	9.0	3.8

La composición de los granates del manto del Mulhacén es, en líneas generales semejante a la del granate promedio de varias regiones (1). No obstante, son significativas las diferencias existentes en el contenido en CaO y en MnO, que son sensiblemente más elevado y más bajo, respectivamente, en el caso de los granates de Sierra Nevada. Estas diferencias se examinan en los apartados que siguen a continuación.

(1) Hay que hacer notar que la composición media de muchos de los granates recogidos de la literatura corresponden a una media aritmética - de los puntos analizados en cada cristal (en ocasiones sólo centro y periferia), mientras que la de los granates de la presente Memoria es una media ponderada. En ella se atribuye un volumen del cristal a cada punto analizado, en función de la posición del mismo, para evitar una sobreestimación de los valores correspondientes a las zonas centrales del granate. Esto es particularmente importante en el caso del MnO.

Interpretación de la composición y zonación

El contenido en Ca. Desde el punto de vista del Ca las rocas estudiadas pueden dividirse en tres grupos:

a) rocas con minerales que contienen Ca, es decir, plagioclasa, epidota y anfíbol, además de granate. Incluyen a los gneises y a rocas intermedias entre gneises y micasquistos. Estas contienen entre el 1 y el 1,8% de CaO. El granate se encuentra en estas rocas en proporciones variables, comprendidas entre el 1 y el 12%, y presenta una concentración media en CaO entre el 6 y el 10%. La zonación del Ca es, en todos los casos, débil, sin apenas fluctuaciones y con una evolución de tipo normal. Todas las muestras de este grupo corresponden a las series de la cobertera.

b) rocas en que los minerales con Ca (excluido el granate) son muy escasos o están ausentes. Las fases con Ca son epidota y plagioclasa. El contenido en CaO en las rocas de este grupo varía entre el 0,3 y el 1%. Incluye parte de los micasquistos de la cobertera y todos los micasquistos del zócalo. El granate se encuentra en una proporción modal del 3 al 18% y presenta una concentración en CaO que oscila entre el 3,3 y el 5,3% (media = 4,5%). Los valores más bajos corresponden a los granates del zócalo (media = 4% CaO), y los más elevados a los de la cobertera (media = 5% CaO). Los granates pertenecientes a muestras en que no existen otros minerales cálcicos presentan perfiles de zonación del Ca de tipo normal con pendiente fuerte a muy fuerte. Los granates correspondientes a muestras con una proporción muy pequeña de otros minerales cálcicos tienen zonación normal o irregular, con perfiles fuertes o suaves.

c) rocas con características intermedias entre los dos grupos anteriores. Contienen una pequeña proporción de minerales con Ca (epidota, anfíbol o plagioclasa), y poseen un contenido en CaO que oscila entre

0,7 y 1,3. La proporción de granate es elevada, entre el 10 y el 16%, y su concentración en CaO varía entre 4 y 6%. La zonación del Ca presenta características de los dos grupos anteriores: puede ser fuerte o débil, y de tipo normal o complejo. Las rocas de este grupo corresponden a la cobertera.

Un análisis de las características de los tres grupos anteriores, así como la correlación entre la composición de los granates y de su roca huésped, ha puesto de manifiesto el papel preponderante que ejerce la composición de la roca sobre la del granate en lo que concierne al Ca, fundamentalmente. Todas las correlaciones realizadas que implican a este elemento o diversas relaciones moleculares que incluyen CaO han proporcionado coeficientes de correlación superiores a 0,7-0,8 con niveles de confianza en muchos casos superiores al 99,9%.

En las rocas con un bajo contenido en CaO, el granate es el principal mineral cálcico, e incorpora gran parte de la proporción de este elemento existente en la roca. La plagioclasa y el anfíbol sólo se han encontrado en rocas en que la concentración de CaO es superior al 0,8%. La epidota es más común en las rocas con mayor proporción de CaO, pero también se halla en rocas con contenidos bajos (hasta 0,3% CaO), aunque en proporciones muy pequeñas.

Algunos autores (Turner, 1981; Laird, 1982) se han referido al importante papel que desempeña la presión en el orden de aparición de minerales cálcicos tales como granate, oligoclasa y anfíbol. En el caso de las rocas del manto del Mulhacén las presiones han sido relativamente altas durante la fase M_2 , y esto ha podido ser un factor determinante en la formación preferente del granate frente a los otros minerales mencionados. En estas condiciones, la plagioclasa, cuando está presente, es de composición albitica, y sólo coincidiendo con el máximo térmico ha desarrollado bordes más ricos en Ca, en aquellas rocas con un con-

tenido relativamente alto en este elemento. Por otra parte, cuando se alcanzan las condiciones de formación del anfíbol cálcico, la cristalización previa del granate ha empobrecido notablemente el medio en Ca. Por tanto, la presencia del anfíbol está restringido a rocas con: 1) una concentración en Ca lo suficientemente elevada como para mantener una alta disponibilidad de este elemento tras la cristalización del granate y 2) una elevada relación Mg/Fe^{2+} .

La existencia en la cobertera de granates con perfiles de Ca suaves y de tipo normal obedece al hecho de tratarse de granates formados en rocas con un relativamente alto contenido en Ca. En ausencia de otras fases capaces de albergar este elemento, el Ca es incorporado al granate en proporciones muy elevadas, que pueden llegar a aproximarse al límite de miscibilidad de la molécula grosularia en almandino. A medida que la cristalización del granate avanza, su proporción en Ca disminuye lentamente debido, en parte, al progresivo aumento de temperatura, que facilita la entrada en la estructura de iones más pequeños (Miyashiro, 1953), y en parte al incremento modal de granate, dando lugar a una suave zonación normal. La aparición de anfíbol y plagioclasa tiene lugar con posterioridad si hay Ca en exceso y la relación Mg/Fe de la roca lo permite. Estas dos últimas fases, en algunos casos, engloban al granate.

En rocas con bajo contenido en Ca (grupo b), al comienzo de la cristalización del granate la disponibilidad de Ca es bastante importante y permite la formación de cristales con núcleos ricos en CaO (entre el 5 y el 9%). A continuación, se produce un progresivo y rápido agotamiento de Ca que da lugar a cristales con una fuerte zonación de tipo normal y zonas periféricas muy pobres en Ca, en las que la proporción de CaO desciende hasta límites inferiores al 1%.

En rocas con contenido en CaO intermedio y con presencia de algunos minerales con Ca (grupo c) es bastante frecuente la existencia de grana

tes con zonación de Ca extraordinariamente irregular (Fig. VI.2 y VI.26) sin tendencia definida e, incluso, con notables diferencias entre cristales de una misma lámina delgada. Estas oscilaciones, con tal magnitud, no pueden atribuirse a variaciones de temperatura y/o presión, sino que evidencian importantes fluctuaciones locales y temporales en la disponibilidad de Ca por parte de los granates, especialmente cuando está bastante avanzada la cristalización, ya que en la zona central la proporción de CaO suele ser elevada (7-10%) y su distribución bastante regular. La existencia de irregularidades en la distribución del Ca en los granates es un hecho relativamente común (Linthout y Westra, 1968; Crawford, 1974; Olimpio y Anderson, 1978, etc.) pero la magnitud de los cambios observados en algunos granates de Sierra Nevada supera a casi todos los casos conocidos por el autor. Este tipo de zonación es habitualmente atribuido a reacciones continuas y discontinuas que implican al granate y otros minerales cálcicos (Crawford, 1966; Mc Ateer, 1976). Sin embargo, al menos en parte de las muestras estudiadas no existen evidencias de que tal causa haya podido tener una importancia significativa (los silicatos con Ca son muy escasos o están casi ausentes). De acuerdo con Crawford (1977), probablemente el origen de la zonación sea debido a la existencia de fuertes gradientes químicos, donde la difusión causaría importantes cambios en el contenido en Ca en el granate (y en otras fases) si se encuentran apartados de la inmediata proximidad de la reacción implicada en el suministro de los iones Ca.

El contenido en Mn. Uno de los rasgos químicos característicos de los granates de las rocas pelíticas del manto del Mulhacén es su bajo contenido en MnO, el cual tiene valores medios de 1,2% MnO en el zócalo y 0,8% en la cobertera. La mayor parte de los granates reseñados en la bibliografía, pertenecientes a metamorfismo regional de facies anfibolitas y presiones intermedias, presentan un contenido en MnO superior al 1,5% (media = 2,9), aunque es en este componente en el que existe mayor dis-

persión de datos de todos los del granate. En parte, las diferencias -
existentes entre los valores de Sierra Nevada y los restantes se deben-
-como se ha explicado anteriormente- al método de cálculo empleado para
determinar la composición media del granate.

Puesto que el granate es la fase que admite e incorpora mayor cantidad-
de Mn de cuantas integran las rocas metapelíticas, es obvio que la con-
centración total de Mn en la roca repercute directamente sobre el Mn -
existente en el granate. Tanto las metapelitas del zócalo como las de -
la cobertera presentan unos contenidos en MnO (del orden del 0,10%, ta-
blas IV.4 y IV.8), que pueden considerarse como normales dentro de las -
rocas pelíticas. En la mayor parte de los trabajos utilizados para de -
terminar la composición del "granate promedio" de referencia, los auto-
res no presentan datos sobre la composición química de las rocas, siendo
estos datos imprescindibles para comparar adecuadamente granates de di-
ferentes rocas, particularmente en lo que respecta al Mn. Sin embargo,-
si se examinan simultáneamente granates y rocas de diferentes áreas se-
aprecia que gran parte de las disconformidades existentes entre los gra-
nates pueden explicarse en función de la composición de la roca, pero -
otras requieren otra explicación.

La concentración media de Mn en el granate también es función de la -
cantidad modal de granate en la roca. Por la causa antes citada de la
incorporación de casi todo el Mn presente en la roca, es claro que a -
medida que aumenta la proporción de granate será más baja la cantidad-
de Mn contenida en el mismo, pues el Mn existente en el sistema perma-
nece constante. Las condiciones del metamorfismo M_2 han favorecido, en-
rocas de composición como las que nos ocupan, la formación de notables
cantidades de granate en relación a otros ferromagnesianos como biotita,
estauroлита o cloritoide. Las proporciones modales de granate en la co-
bertera, con frecuencia superan el 10%, y casi alcanzan el 20% en algu-
nos casos. Esto, lógicamente, da lugar a que el contenido en Mn sea re

lativamente bajo. La correlación lineal entre estas dos variables así lo demuestra. En las rocas del zócalo, donde la proporción de granate es inferior (media = 5%) el contenido en Mn es más elevado.

Otro de los aspectos a considerar es el proceso de nucleación de los granates. Si se examina el contenido en Mn en la zona central de los cristales, se observa que los valores más elevados (entre el 3 y el 5% de MnO) corresponden a muestras caracterizadas por una densidad de núcleos de granate muy baja, independientemente de que la cantidad total de granate sea grande a pequeña. Es decir, los pocos núcleos estables que se formaron dispusieron, al comienzo de la cristalización de una cantidad bastante alta de Mn. En rocas con una densidad de nucleación elevada, la disponibilidad de Mn por cada cristal fue muy inferior, y se originaron granates con núcleos relativamente pobres en Mn. Este hecho ha podido comprobarse muy claramente, por ejemplo, en la muestra NV-237, caracterizada por una elevadísima densidad de nucleación de granate (aproximadamente 4500 cristales /cm²). En esta muestra se observan que algunos cristalitas de tamaño superior a los demás -que debieron nuclearse en primer lugar y, en consecuencia, dispusieron de una mayor cantidad de Mn- contienen hasta cuatro veces más Mn en la zona central que el resto de los cristales, de tamaño ligeramente inferior, nucleados con posterioridad.

La distribución del Mn a lo largo del crecimiento, ha dado lugar, en los granates estudiados, a una zonación de tipo normal con perfiles en forma de campana. Estas curvas están especialmente bien desarrolladas en granates caracterizados por una proporción alta (>3%) de MnO en el núcleo del cristal. Las curvas casi carecen de irregularidades, y son propias de un proceso de fraccionamiento preferencial del Mn en el granate durante el crecimiento. Este produce un agotamiento progresivo de este elemento en la matriz, y, por tanto, una disminución en la concentración de Mn en las zonas más externas del granate (Hollister,

1966; Atherton, 1968; Miyashiro y Shido, 1973). También pueden producirse por un proceso en que la composición del granate está controlada por un equilibrio multivariante con uno o más minerales que actúan de reservorio de Mn (Kretz, 1973; Trzcienski, 1977). La diferencia entre ambos procesos tal como indica Tracy (1982) es más semántica que real.

En algunas muestras (Fig. VI.12, VI.16 y VI.26) se ha observado en la zona periférica de los granates una inversión en la tendencia de zonación del Mn, aunque de magnitud muy pequeña, y para valores ya muy bajos de la concentración en Mn. El origen de este relativo enriquecimiento periférico no parece deberse a un nuevo aporte de Mn, por destrucción de alguna fase que contenga este elemento, o a un efecto retrogresivo, de los cuales no hay evidencias texturales. Tal vez la causa sea una disminución de la velocidad de crecimiento en la fase final de cristalización del granate, de modo que para un aporte muy pequeño, pero casi constante de Mn, se produce un incremento en el coeficiente de distribución efectivo (Edmund y Atherton, 1971). Otros autores (Kretz, 1973 y Banno y Chii, 1978) han atribuido este tipo de enriquecimientos marginales a la existencia de gradientes composicionales (zonación) en los fillosilicatos a partir de los cuales incorpora el Mn el granate. Sin embargo, en las condiciones de la fase M_2 es dudosa la existencia de estos gradientes de composición.

Señalemos, finalmente, que la evolución de la distribución del Mn es independiente de la de los restantes cationes que integran el granate.

Con respecto a los gneises, el contenido en Mn de sus granates es del mismo orden del de los granates de las rocas metapelíticas asociadas. Este hecho, a primera vista, parece sorprendente ya que la concentración total de MnO en los gneises es del orden de 3 a 5 veces inferior a la de las metapelitas. La explicación radica, de acuerdo con lo expuesto en párrafos anteriores, en que la proporción modal y la densidad de nu-

cleación son mucho más bajas en el caso de los granates de los gneises, lo que posibilita una mayor disponibilidad de Mn por parte de cada cristal de granate. Las curvas de zonación de este elemento son de tipo normal y de características análogas a las referidas para los granates de las metapelitas.

El contenido en Fe y Mg. La concentración media de estos elementos en los granates de las metapelitas del manto del Mulhacén entra dentro de los valores habituales en granates formados en condiciones de metamorfismo barrowiano y a temperaturas propias del grado medio (zona de estauro-lita). Sin embargo, dentro de las series estudiadas, existe una gama de contenidos en Mg y Fe bastante amplia. En los granates de la cobertera los valores extremos encontrados son del 1 y 5% para el MgO, y del 29 - al 35% para el FeO. En el zócalo el intervalo es más pequeño, y oscila entre el 1,5 y 2,5 para el MgO, y el 33 y 35% para el FeO.

Cuando se trata de encontrar una justificación a estas variaciones en función de determinados factores se observa que, al analizar por separado cada uno de ellos, se perfilan unas tendencias generales pero con bastantes excepciones, como consecuencia de la intervención de otros factores. De modo que puede considerarse que los contenidos en Fe y Mg en los granates aquí estudiados son el resultado de la interacción compleja de una serie de factores, procesos o hechos tales como los que se indican a continuación:

1. proporción de Ca y Mn incorporada por el granate
2. relación Mg/Fe^{2+} y estado de oxidación de la roca
3. minerales ferromagnesianos coexistentes con el granate
4. grado metamórfico, y momento de nucleación y cese del crecimiento del granate.

1. En los apartados anteriores se ha explicado que el Mn y el Ca son incorporados preferencialmente a la estructura del granate y que este mineral alberga la mayor parte del contenido de estos cationes en la roca. Por tanto, la cantidad de Fe y de Mg está determinada, en primer lugar, por la cantidad de Mn+Ca y por los factores que afectan a la misma.

2. Existe una relación directa entre la razón Mg/Fe^{2+} del granate y los valores de Mg/Fe^{2+} y de la relación de oxidación ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$) de la roca. Esta puede ser la causa fundamental de que los granates de la cobertera posean, en términos generales, mayores proporciones Mg/Fe que los del zócalo, donde la presencia de importantes cantidades de grafito favorece la existencia de estados de oxidación más bajos.

3. La coexistencia de otros minerales ferromagnesianos con el granate tiende a disminuir la relación Mg/Fe en este mineral. La relación entre minerales coexistentes disminuye en el siguiente orden $Chl > Bt > Cld > St > Grt$ (véase Thompson, 1976). Este hecho se aprecia más claramente en los granates de los gneises, donde la presencia de biotita condiciona unos valores bajos de la relación Mg/Fe en el granate (media=0,09), a pesar de tratarse de rocas con una relación Mg/Fe más elevada que la mayor parte de los micasquitos de la cobertera.

4. A igualdad de otros factores, la relación Mg/Fe en el granate es función de la temperatura (Schmid, 1966; Crawford, 1977, etc.). La evolución de esta relación en los granates estudiados revela un crecimiento en condiciones de temperatura creciente. Puesto que la nucleación de los granates no ha sido instantánea, ni el cese del crecimiento simultáneo en todos los cristales, en función de las condiciones de temperatura que imperaron en esos momentos será la proporción Mg/Fe del granate. Este hecho se observa claramente al comparar la composición de varios cristales de una misma lámina, presumiblemente nucleados en distintos momentos.

tos (con diferente tamaño actual), o con diferentes desarrollo de la zona periférica de crecimiento estático, formada a mayores temperaturas (probable cese del crecimiento en distintos momentos).

Casi en la totalidad de las muestras estudiadas, tanto del zócalo como de la cobertera, la zonación del Mg en los granates sigue una evolución de tipo normal. El incremento en el contenido en Mg en la zona periférica de los cristales representa, por término medio, algo más del 50% en relación al centro en las rocas de la cobertera, y valores superiores al 60% en los granates de las rocas del zócalo (mayor y menor que esta cantidad en los granates peciloblásticos y grafitosos, respectivamente).

Por lo que respecta al Fe la tendencia no es tan uniforme y, así, es tan común la zonación de tipo normal como la de tipo irregular. En el caso del Fe, existen diferencias generales entre los granates del zócalo y de la cobertera. En los del zócalo está bien definida una tendencia de evolución de tipo normal muy acentuada (perfiles con fuerte pendiente), mientras que en los de la cobertera predominan los perfiles irregulares.

El origen de los perfiles irregulares y con fuertes fluctuaciones está estrechamente relacionado con la evolución del contenido en Ca en el granate durante la cristalización. Este hecho es particularmente evidente en lo que se refiere al Fe, y se pone de manifiesto con una simple observación de la morfología de los perfiles de zonación (Fig. VI.24 a VI.26), en los que se aprecia un comportamiento opuesto entre Fe y Ca, que da lugar a perfiles casi simétricos respecto a un plano. La repercusión de las oscilaciones en el contenido en Ca sobre los perfiles de Mg es menos intensa, y sólo es detectable cuando esas oscilaciones son muy pronunciadas. Esta circunstancia es la responsable de la inversión existente en la zonación del Mg en la parte periférica de algunos granates de la cobertera (Fig. VI.26).

El efecto de la concentración en Mn sobre la distribución del Fe y del Mg es muy inferior al del Ca. Ello se debe a la baja proporción de Mn - existente en el granate y a que la zonación de este elemento es gradual y, por tanto, su influencia está muy amortiguada.

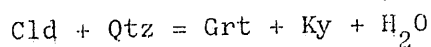
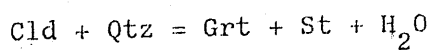
La evolución de la relación Mg/Fe en los granates estudiados evidencia que su crecimiento ha tenido lugar en condiciones crecientes de temperatura, ya que esta relación se incrementa sistemática y gradualmente - desde el centro a la periferia de los cristales. Los valores de la relación Mg/Fe ponen de manifiesto (junto a otros parámetros químicos o - texturales) diferencias de tiempo en el momento de la nucleación entre cristales de una misma lámina. Además, indican que la situación más co - mún fue el cese de la cristalización del granate de modo más o menos - simultáneo.

En la zona periférica de algunos cristales se ha observado una inversión en la zonación del Mg y una disminución hacia el exterior de la relación Mg/Fe. En ausencia de evidencias texturales sobre la existencia de efec - tos retrógrados, o de fuertes incrementos en el contenido en Ca, cabe - interpretar este hecho como que estos granates continuaron creciendo - -un determinado tiempo- una vez superado el máximo térmico en condicio - nes de temperatura decrecientes. Esto concuerda con el gran desarrollo de la zona externa de crecimiento estático que presentan algunos de es - tos granates.

En los granates de los gneises, los perfiles de zonación química están - poco acentuados; principalmente, porque la evolución del Ca es bastante uniforme. El contenido en Mg permanece casi constante en gran parte del cristal para incrementarse de modo notable en la zona periférica. Igual - mente ocurre con la relación Mg/Fe. Esto puede atribuirse a una eleva - da relación entre la velocidad de crecimiento y la velocidad de aumento de la temperatura durante la mayor parte de la cristalización de los - granates, y una fuerte disminución de esta relación a medida que la - cristalización llega a su final.

Antes de finalizar este apartado es interesante realizar algunas consideraciones referentes a los granates de las rocas metapelíticas estudiadas. En primer lugar, hay que puntualizar que estas rocas comprenden una variedad muy amplia de composiciones minerales, en menor grado, químicas, tamaño de cristales e incluso de deformaciones. Ello implica, lógicamente, diferentes quimismos y desarrollos texturales de granates. Por ello en las páginas precedentes se han dibujado unas líneas maestras de los granates que tratan de reflejar su comportamiento durante el metamorfismo, pero que -en detalle- pueden mostrar variaciones, que sería largo reseñar individualmente.

Las posibles reacciones que han dado lugar al granate no son fáciles de establecer y -en muchos casos- son especulativas, tal como han puesto de manifiesto numerosos autores. En la mayor parte de las rocas estudiadas no parece ilógico recurrir -a la vista de su composición- a la clorita como principal fuente de los elementos para formar el granate, y a minerales ricos en Ca (tales como epidota) como fuente de este elemento. En otros casos, la naturaleza y disposición de las inclusiones informan sobre el proceso de cristalización del granate. Esto ocurre en micasquistos aluminicos de la cobertera en los que el granate tiene núcleos extraordinariamente ricos en inclusiones de cloritoide (Lámina XII, e) que dan paso gradualmente a una zona externa sin cloritoide y con inclusiones de estauroлита y/o distena (Lámina XII, f). Es lógico pensar en una progresiva inestabilización del cloritoide en condiciones crecientes de temperatura y en su participación en la formación del granate de acuerdo con unas reacciones del tipo:



La formación del granate no ha sido simultánea en las rocas estudiadas - como demuestra la diversidad de situaciones texturales que se han desarro

llado. Tampoco la finalización de la cristalización ha tenido lugar a la vez en todas las rocas ni en todos los granates. El crecimiento en condiciones dinámicas y estáticas se ha manifestado de modo diferente en cada roca y, a veces, en cada cristal. En unos casos predominan netamente los cristales sintectónicos y, en otros, sólo constituyen pequeños núcleos en el interior de cristales con grandes desarrollos en condiciones esencialmente estáticas. Además, en algunas muestras durante este período estático ha tenido lugar una nueva nucleación de granates idióblásticos de pequeño tamaño y de composición equivalente a la de la zona externa de los porfiroblastos. La transición de los núcleos a la zona externa es gradual y uniforme en lo que respecta a la composición, como confirma la evolución de los perfiles de zonación. En otros casos, puede haber existido un período de no formación de granate acompañado de cambios químicos en el medio que se reflejan en discontinuidades más o menos acusadas en los perfiles de zonación.

VII.3.2.2. GRANATES DE ROCAS CARBONATADAS

Los granates formados en rocas carbonatadas poseen una composición química diferente al resto de los granates del Complejo de Sierra Nevada pertenecientes a rocas de otra naturaleza (metapelitas, gneises y metabasitas). Presentan los contenidos en grosularia más altos y, junto a los de las metabasitas, la proporción de almandino más baja. Además, pueden considerarse moderadamente ricos en espesartina y pobre en piropo, en relación con los granates de las metapelitas asociadas a las rocas carbonatadas. De aquí cabe deducir un primer factor que determina la composición del granate: el quimismo de la roca.

La proporción del componente espesartina en el granate depende, fundamentalmente, de la cantidad de granate existente y de la concentración de MnO en la roca. Los datos analíticos sugieren que la primera causa -

mencionada desempeña un papel más determinante que la segunda, como se demuestra por la buena relación inversa existente entre el porcentaje de espesartina y el porcentaje modal de granate en la roca. Este hecho resulta bastante obvio si se considera el elevado factor de fraccionamiento ($\% \text{ MnO granate} / \% \text{ MnO roca}$) del MnO en el granate respecto al de los demás minerales que lo acompañan. Como consecuencia, si se mantiene constante la composición química del reservorio en que se forma el granate, cuanto mayor sea el número de cristales por unidad de volumen menor será la disponibilidad de Mn para cada cristal.

En las rocas metapelíticas de Sierra Nevada se ha observado que al aumentar su contenido en CaO se incrementa la proporción de componente grosularia en el granate, explicándose esta correlación por el hecho de ser el granate, en muchas de estas rocas, el único mineral presente que alberga cantidades relativamente importantes de Ca. La disponibilidad de Ca condiciona, por tanto, la cantidad de grosularia en el granate. En las rocas carbonatadas estudiadas, la elevada concentración de Ca ($\text{CaO} > 7\%$), elude cualquier restricción en la disponibilidad de este elemento, y la existencia de calcita sinmetamórfica garantiza, en principio, la saturación del componente cálcico en el granate predominantemente almandínico. Este hecho ha sido observado en granates de composición intermedia en todas las fases metamórficas (véase Nemeč, 1967).

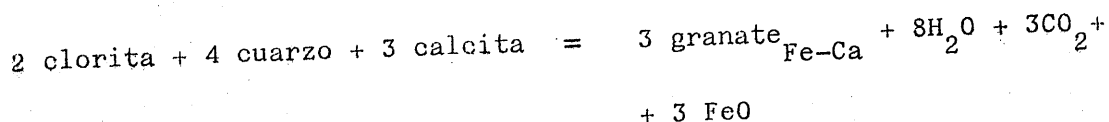
En los granates estudiados la cantidad máxima de Ca admitida en el granate está determinada, fundamentalmente, por el grado de solución sólida existente entre los componentes de la serie pirlalspita y el componente grosularia. La existencia de granates de composición intermedia entre grosularia y almandino, con ausencia o contenidos minoritarios de los restantes componentes, se ha puesto de manifiesto tanto en diferentes ambientes naturales (Nemeč, 1967) como en trabajos de síntesis experimental (Hariya y Nakano, 1972; Cressey et al., 1978).

Los granates de la serie almandino-grosularia han mostrado desviaciones moderadas de la solución sólida ideal, aún en las condiciones de alta temperatura (del orden de 1000°C) y alta presión (13 a 20 Kb) en que se han realizado las síntesis experimentales. Estas desviaciones son negativas en los términos más ricos en Fe de la serie y positivas en el resto, lo que implica la existencia de una tendencia a la formación de compuestos del tipo $\text{Fe}_2\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (Cressey et al., 1978). En el campo de P-T que reina en la mayor parte de los ambientes naturales la solución sólida de grosularia en granates esencialmente almandínicos, está bastante restringida como lo demuestra el hecho de la escasez de rocas con granates de composiciones intermedias entre grosularia 35 y grosularia-65. Atherton (1965) indica que los valores máximos de sustitución de Fe por Ca son del 12% (expresado como CaO), lo que equivale a una proporción de grosularia de aproximadamente el 33%. Valores análogos (30-35%) son los que se han propuesto habitualmente (Nemec, 1967; Hsu, 1980) como límite de la formación de granate de "composición común" en la naturaleza.

Los granates de rocas metacarbonatadas de Sierra Nevada muestran contenidos en grosularia entre el 27 y 32% (a los que habría que añadir una pequeña cantidad de componente andradita), lo que indica que son valores del mismo orden que la incorporación máxima posible de Ca en granate almandínico para las condiciones de P-T en que se han formado.

La formación de granate almandínico durante el metamorfismo progresivo de rocas metapelíticas se relaciona con reacciones que involucran a clorita y alguna(s) otra(s) fase(s) tal(es) como biotita, moscovita, cuarzo, cloritoide, etc. (véase Winkler, 1974). Sin embargo, la clorita no tiene prácticamente Ca y, por tanto, la formación de granate con elevadas proporciones de grosularia debe implicar a otras fases que aporten Ca. Algunas reacciones con fases ricas en Ca (epidota, calcita y componente anortita de la plagioclasa) han sido discutidas por Brown (1969),

Boettcher (1970), Crawford (1966,1974) y Kamineni (1976); sin embargo - estas reacciones no describen adecuadamente las asociaciones mineralógi- cas observadas en las rocas carbonatadas de Sierra Nevada. El estudio - petrográfico de estas rocas pone de manifiesto dos hechos importantes - relativos a la génesis del granate: a) la plagioclasa es de composición - albíta (oligoclasa) y, además, es poco abundante o incluso puede estar - ausente; b) la zoisita (clinozoisita) no participa activamente en las - reacciones que dan lugar granate, al menos durante la mayor parte de la - etapa de crecimiento del mismo, se encuentra como inclusiones orienta- - das, a veces en gran cantidad, especialmente en la parte central de los - porfiroblastos de granate. Por consiguiente, estas dos fases cálcicas de - ben descartarse como fuente principal de Ca, y se propone como principal - reacción responsable de la aparición de granate en las rocas metacarbo- - natadas la siguiente:



Esta reacción procede hasta que se consume toda la clorita y concuerda - con la correlación existente entre el contenido en mineral de naturale - za metapelítica en la roca carbonatada y la cantidad de granate por uni - dad de volumen en la misma.

Interpretación de la zonación química. Los granates pertenecientes a - niveles con un elevado contenido en carbonatos, son de composición casi - homogénea y evidencian unas condiciones de crecimiento rápido en un me - dio con una elevada velocidad de difusión y un aporte casi constante de - los elementos necesarios para su desarrollo. Los granates con zonación - importante se han formado en rocas con contenidos en carbonatos relativa - mente bajos, generalmente inferiores al 20%.

La morfología de los perfiles de Mn sugiere, de acuerdo con los modelos propuestos por Hollister (1966), Atherton (1968) y Miyashiro y Shido (1973) un lento y progresivo empobrecimiento en Mn en el reservorio donde crece el granate, como consecuencia de la separación del sistema del Mn previamente incorporado a la estructura del granate y del aumento progresivo de la cantidad del mismo. Las pequeñas fluctuaciones en los perfiles pueden estar causadas (Cygan Lasaga, 1982) por la influencia de los elementos mayoritarios y de pequeños cambios de temperatura sobre el factor de fraccionamiento o por variaciones relativas a la velocidad de crecimiento.

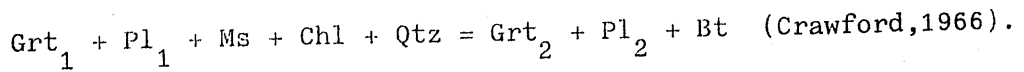
En contraposición al Mn, el contenido en Mg aumenta desde el centro a la periferia del granate en respuesta a un crecimiento en condiciones progradas de metamorfismo. Como es habitual en este tipo de perfiles de tipo normal, el incremento en Mg se hace más acusado en la zona externa del cristal, mientras que en las zonas central y media es atenuado o incluso la variación puede ser oscilante. Esto concuerda con las observaciones texturales del granate que evidencian una velocidad de crecimiento sintectónico relativamente grande en las zonas central y media del cristal, y un crecimiento lento, y en condiciones estáticas de mayor temperatura, de la zona periférica.

La distribución del Ca constituye el aspecto más interesante de la zonación del granate. Es relativamente frecuente que este elemento se distribuya un tanto irregularmente en las sucesivas zonas del crecimiento, habiéndose propuesto varios mecanismos para explicar esta situación (Crawford, 1974, 1977). Las fluctuaciones que presentan los perfiles de Ca en los granates estudiados son el resultado de la actuación simultánea de varios mecanismos que originan perfiles complejos y diferentes en cada muestra, incluso en granates de una misma muestra. Estos mecanismos, que determinan la disponibilidad de Ca por el granate, son los siguientes:

- variaciones de la presión parcial de CO_2 en la fase fluida.
- reacciones continuas que implican equilibrio entre plagioclasa y granate.
- reacciones discontinuas relacionadas con la desaparición de zoisita/clinozoisita.
- facilidad de difusión de Ca.

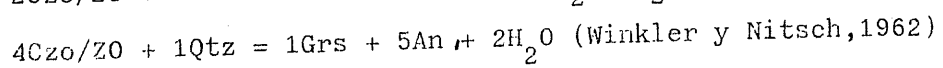
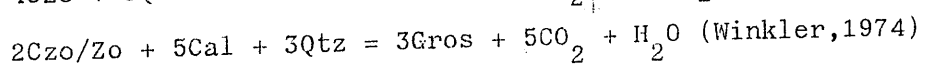
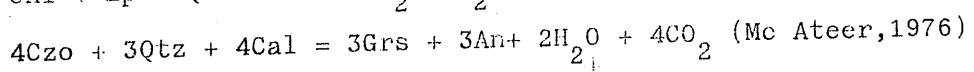
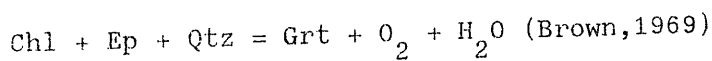
Durante el metamorfismo de rocas carbonatadas el CO_2 liberado en las reacciones de descarbonatación origina una fase fluida compuesta, fundamentalmente, de H_2O y CO_2 , en la cual la presión parcial de cada componente desempeña un papel fundamental en la estabilidad de numerosos minerales con Ca. Así, la presencia de silicatos con Ca tales como zoisita, grosularia, titanita, etc., es muy sensible a la $X\text{CO}_2$ en la fase fluida, y se requieren valores muy bajos (de sólo unos pocos moles por ciento de CO_2) (Newton, 1966; Storre, 1970; Ernst, 1972). Esto implica una fase fluida en la que el CO_2 está fuertemente diluido, situación que es propicia cuando lechos carbonatados de poco espesor se intercalan entre niveles pelíticos que aportan cantidades importantes de H_2O que actúa como diluyente del CO_2 . Sin embargo, durante el metamorfismo la composición de la fase fluida experimenta importantes variaciones en el tiempo y en el espacio (Melson, 1966; Carmichael, 1970), por lo que, incluso en distancias tan cortas como la de una lámina delgada, pueden existir importantes diferencias de $X\text{CO}_2$ que dan lugar a diferentes composiciones en minerales. Estas ideas expuestas pueden aplicarse a los granates aquí estudiados ya que el propio componente grosularia, y los minerales que participan en la formación del granate, son sensibles a estas fluctuaciones de $X\text{CO}_2$ que pueden, en un momento y en un lugar determinado, inhibir o favorecer determinadas reacciones y, por tanto, la disponibilidad de Ca. Este hecho también explica las diferencias existentes entre granates muy próximos de una misma muestra.

A estas fluctuaciones de Ca, debidas a XCO_2 , puede superponerse el efecto causado por reacciones continuas y discontinuas que implican al granate y a otros silicatos con Ca. Tal es el caso de reacciones continuas en las que participan en lugares opuestos el granate y el componente anortita de la plagioclasa:



Este mecanismo ha sido invocado por Crawford (1974, 1977) para explicar numerosos perfiles antitéticos encontrados entre granate y plagioclasa coexistentes. En nuestro caso no parece tener demasiada influencia por la escasez de plagioclasa existente y por el bajo contenido en anortita de la misma.

Más interesantes son, sin duda, las reacciones discontinuas relacionadas con la inestabilización de zoisita/clinozoisita. Estas epidotas se encuentran como inclusiones en el granate, especialmente hacia la zona central, por lo que no han participado en las reacciones que tuvieron lugar durante la mayor parte de la cristalización del granate. Sin embargo, el hecho de que estas epidotas estén ausentes en la zona más externa del granate y en la matriz, evidencia que con el aumento progresivo de temperatura hubo un momento en que la epidota se inestabilizó y participó en reacciones que contribuyeron a la adición de una determinada proporción de componente grosularia al granate. Se explicaría así el aumento en el contenido en Ca que presentan todos los granates en las zonas más externas. Se han propuesto varias reacciones que implican a la epidota y al granate en lugares opuestos de la reacción, alguna(s) de la(s) cual(es) pueden haber tenido lugar en las rocas aquí estudiadas:



Finalmente, los perfiles de zonación de Fe muestran también fuertes irregularidades, cuyo rasgo más característico es su morfología casi especular a la de los perfiles de Ca. En este trabajo se considera que la cantidad de Fe admitida en la estructura del granate está condicionada por la proporción de los restantes componentes y, por tanto, las variaciones en la concentración de estos últimos se reflejan en la proporción de almandino. Este hecho es particularmente acusado respecto al Ca, que es el elemento que presenta fluctuaciones más acusadas.

VII.3.2.3. GRANATES DE METABASITAS

La composición y emplazamiento geológico de las eclogitas les concede un gran interés para el estudio de los procesos internos que tienen lugar tanto en la corteza terrestre como en la parte superior del manto. Desde que en 1822 fueron definidas por Haüy, la nomenclatura de estas rocas ha llegado a ser compleja, hasta que en los trabajos de Smulikowski (1964, 1965, 1972) y Coleman et al. (1965) se han realizado unos principios generales de clasificación. Estos se basan, por una parte, en diferencias de composición química y mineralógica, y, por otra, en el modo de presentarse y sus relaciones con otras rocas en diversos contextos geológicos.

De acuerdo con los autores antes mencionados pueden distinguirse tres grupos principales de eclogitas que según la nomenclatura de Coleman et al. (1965) (la más difundida) son los siguientes:

Grupo A. Corresponden a inclusiones en kimberlitas, basaltos o intercalaciones en rocas ultramáficas. Son de origen profundo y pueden relacionarse con el manto superior, probablemente como productos de diferenciación local. Smulikowski las denomina Griquaitas.

Grupo B. Eclogitas en forma de bandas o lentejones dentro de terrenos gneísicos migmatíticos. Están habitualmente anfibolitizadas en sus márgenes y a lo largo de fisuras. Corresponden al grupo de eclogitas comunes de Smulikowski.

Grupo C. Eclogitas con bandas o lentejones dentro de rocas metamórficas de zonas orogénicas de tipo alpino, formadas en condiciones de alta presión y baja temperatura. Son las eclogitas ofiolíticas o eclogitas de tipo alpino de Smulikowski.

Entre estos tipos fundamentales existen otros transicionales.

Las características mineralógicas y geológicas de las eclogitas de Sierra Nevada corresponden claramente a las del grupo C (Puga, 1977).

La importancia del granate en las eclogitas es primordial ya que junto al clinopiroxeno (onfacita) constituyen los minerales esenciales de estas rocas. Además, la composición del granate está estrechamente relacionada con el contexto geológico de formación de la eclogita y, por tanto, supone una valiosa aportación para el estudio del origen y evolución de la misma.

Las anfibolitas y anfibolitas epidóticas pertenecientes a terrenos metamórficos de presión intermedia o alta generalmente contienen granate, cuya composición se asemeja bastante a la de los granates de eclogitas del grupo C (Fig. VII.9). La formación del granate en las anfibolitas tiene lugar a temperaturas aproximadamente equivalentes a las de su aparición en rocas metapelíticas -es decir, en la zona del almandino (Wiseman, 1934)- si la composición de la roca es apropiada, ya que este factor es muy importante. A este respecto, el parámetro más importante es la existencia de una elevada relación Fe^{2+}/Mg ; también un alto contenido en Mn en la roca favorece la formación de granate (Miyashiro, 1973). Si la presión es baja, la presencia de granate almandínico es rara, siendo lo más común que esté ausente. También es un factor determinante la existencia de unas condiciones de oxidación bajas (Hsu, 1968). Hay que tener en cuenta que el estado de oxidación en las anfibolitas es muy variable, con frecuencia, superior al de las metapelitas, lo que determina la-

imposibilidad de formar granate.

La composición de los granates. En la Figura VII.8. se muestra un diagrama comparativo de la composición de los granates de las metabasitas del manto del Mulhacén con las composiciones medias de los granates de eclogitas del grupo C y de anfibolitas pertenecientes a diferentes regiones metamórficas. Se aprecia que el campo composicional que cubren los granates de eclogitas del tipo C es bastante amplio, y dentro de él, los granates de Sierra Nevada se sitúan en un punto próximo a la media de las composiciones de los granates de otras regiones utilizados como referencia. Con respecto a este punto medio, los granates aquí estudiados son algo más ricos en Mg y más pobres en Mn, mientras que los contenidos en Fe y Ca son coincidentes.

Como se ha indicado en el apartado VI.2.3., los granates de las metabasitas de Sierra Nevada se caracterizan por tener un predominante contenido en almandino (54-64%), unas proporciones intermedias de grosularia (17-29%) y piropo (10-22%), y una pequeña cantidad de espesartina (0,2-1%).

El contenido en MnO en los minerales asociados al granate es muy bajo en todos los casos; por ejemplo, es inferior al 0,1% en los anfíboles y piroxenos (Tablas IV.5 y IV.6), y algo más elevado, pero inferior al 0,2% en las epidotas (Tabla IV.7). Esto significa que el Mn de la roca está fuertemente concentrado en el granate, entre 5 y 20 veces en mayor proporción que en los minerales antes citados. Sin embargo, la cantidad de MnO en los granates es de dos a tres veces inferior a la que tienen los granates de las metapelitas, a pesar de que el contenido total en MnO en estas rocas es sensiblemente inferior al de las metabasitas (0,10% frente a 0,17%, como valores medios). La explicación de esta aparente-

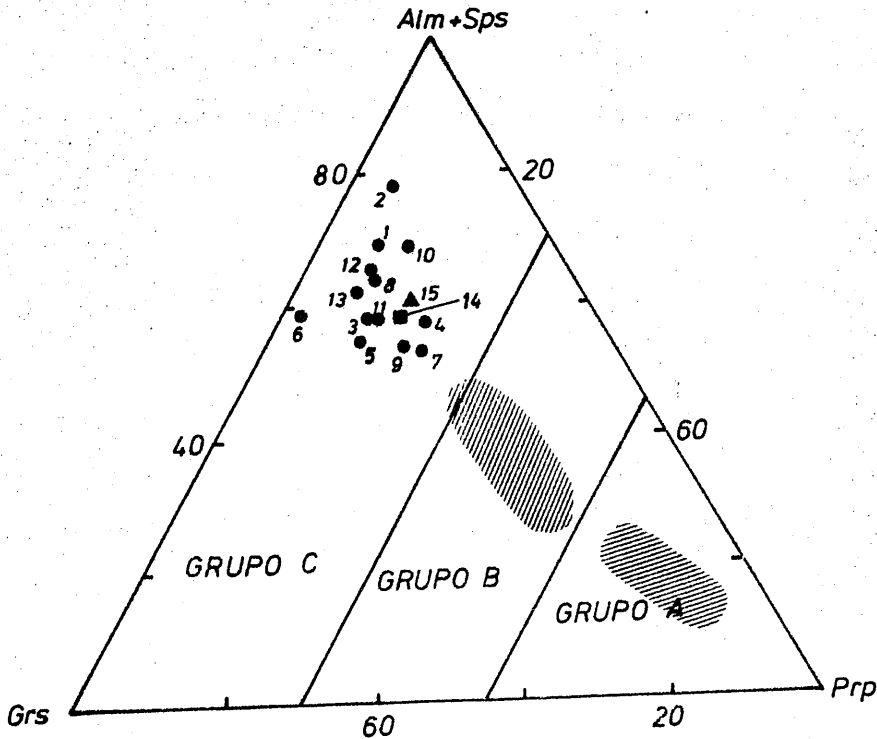


Fig.VII.8. Diagrama composicional de los granates de eclogitas y anfibolitas. Las líneas correspondientes a los contenidos en piropro de 30 y 55 moles por ciento delimitan los campos composicionales (en sombreado) de los granates correspondientes a las eclogitas de los grupos A, B y C, según la nomenclatura de Coleman et al (1965). En el campo C se han representado las composiciones medias de los granates de varias regiones metamórficas: 1) Breuil-St Jacques, Alpes occidentales, Italia (Ernst y Dal Piaz, 1978); 2) Grupo de Voltri, Alpes de Liguria, Italia (Ernst, 1976); 3) Val Chiusella, Alpes occidentales, Italia (Reinsch, 1979); 4) Tauern, Alpes orientales (Miller, 1977); 5) Hochgrossen Alpes orientales (Richter, 1973); 6) Córcega, Italia (Dal Piaz y Zirpoli, 1979); 7) Puerto Cabello, Venezuela (Morgan, 1970); 8) Isla de Margarita, Venezuela (Maresch y Abraham, 1981); 9) El Oro, Ecuador (Feininger, 1980); 10) Guajira, Colombia (Green et al., 1968); 11) Newfoundland, Apalaches (De Wit y Strong, 1975); 12) Oregon, USA (Ghent y Coleman, 1973); 13) California y Nueva Caledonia (Coleman et al. 1965); 14) Composición media de granates de anfibolitas (Tröger, 1959); 15) Manto del Mulhacén, Complejo de Sierra Nevada, España.

anomalía radica, por una parte, en la elevada proporción modal de granate en las metabasitas, en muchas de las cuales alcanza o supera el 20%; por otra, en que los minerales que acompañan al granate (anfíboles, piroxenos, epidotas) tienen unos contenidos en Mn, aunque bajos, sensiblemente superiores a los de los minerales mayoritarios de las metapelitas. Por tanto, substraen del medio una cantidad total de Mn bastante importante.

Por el contrario, la concentración en Ca y Mg es elevada en todos los granates analizados, y es superior a la de los granates de las metapelitas, en particular en lo que se refiere al Mg. En las rocas básicas estudiadas el contenido en CaO oscila entre el 6 y el 11%, lo que supone unos valores del orden de 15 veces superiores a los contenidos de las metapelitas. Esto permite al granate crecer en un medio con una alta disponibilidad de Ca, aunque coexista con otros minerales ricos en este elemento: onfacita (10-12% CaO), anfíboles (6-10% CaO), epidota (23-24% CaO). Por su parte, la concentración de Mg en las metabasitas también es netamente superior (unas cuatro veces) a la de las metapelitas, e igual ocurre con la relación Mg/Fe, lo que determina el enriquecimiento en Mg en el granate. Este efecto está parcialmente contrarrestado por la superior temperatura de formación de los granates de la fase M_2 de los micasquistos de la cobertera del manto del Mulhacén.

El Fe, a pesar de ser el catión bivalente mayoritario en los granates estudiados, ejerce un papel pasivo y su concentración en estos depende, fundamentalmente, de la admisión de otros cationes como Ca y Mn. Si como se acaba de mencionar, los contenidos en los demás cationes son elevados, la proporción de Fe será baja, y esto ocurre en los granates de las metabasitas que son los más pobres en Fe de todos los de Sierra Nevada.

Hechas estas consideraciones generales sobre la composición general de

los granates de las metabasitas, pueden tratarse los factores que determinan las variaciones composicionales observadas entre los granates de las distintas muestras de eclogitas y anfibolitas estudiadas. El uso de diagramas CFM ha sido sugerido con tal fin por varios autores (O'Hara, 1960; Yoder y Tilley, 1962, etc.). En estos diagramas se representan las composiciones de los granates y de los clinopiroxenos, y se enlazan por parejas coexistentes. La Figura VII. 9 ilustra el control de la composición de la roca sobre la de las parejas granate-onfacita, ya que las líneas de unión prácticamente no se entrecruzan. Puede observarse que la composición de los clinopiroxenos no es tan sensible a variaciones de composición química de las rocas como la de los granates, de modo que las líneas de unión se muestran divergentes en dirección hacia estos últimos. También puede apreciarse que la composición de las rocas, en algunos casos, se superpone a la línea de unión de sus parejas minerales correspondientes. Las desviaciones y aparentes anomalías existentes en el diagrama pueden estar originadas por la coexistencia de otros minerales con el granate y la onfacita, y por haberse considerado en el diagrama el Fe total como FeO.

En el diagrama ACF también se manifiesta el control de la roca sobre la composición del granate pero de modo más difuso. En este tipo de diagramas las rocas cuya composición cae dentro del campo de la asociación estable clinozoisita-onfacita-granate deberían tener granates con un máximo contenido en grosularia (Fig. VII. 10). Este hecho, efectivamente, ocurre en las muestras NVA-113 y NVA-120, pero no en la NV-75, lo que sugiere que otros factores pueden determinar un contenido en Ca en el granate inferior al esperado; tal vez, en el caso de la muestra NV-75 sea la coexistencia de una gran cantidad de anfíbol con una alta proporción de Ca.

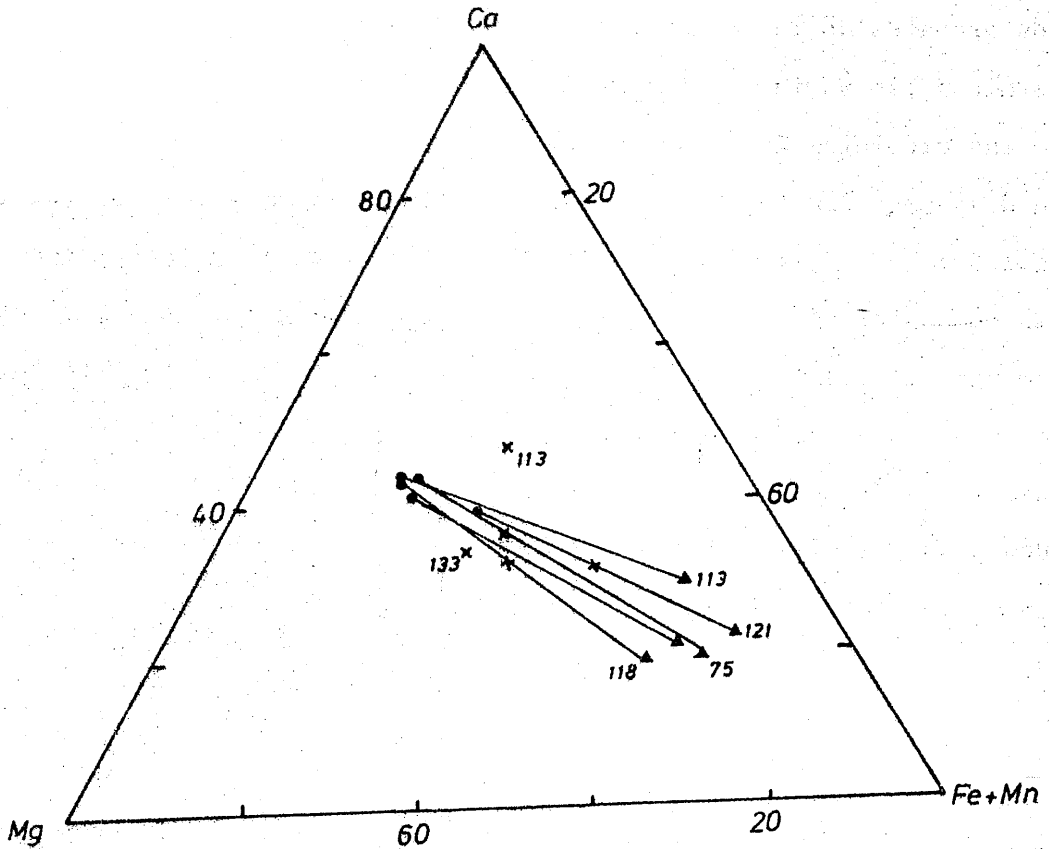


Fig. VII.9. Diagrama CFM en el que se ilustra el control de la composición química de la roca (x) sobre la composición de las parejas de granates (▲) y clinopiroxenos coexistentes (●).

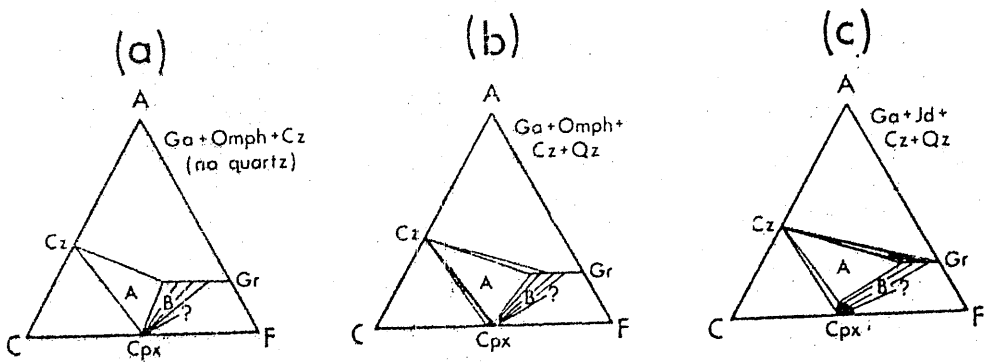


Fig. VII.10. Diagramas ACF mostrando la máxima solución sólida de grosularia en granates y la posición del campo granate-clinopiroxeno-clinozoisita en eclogitas sin cuarzo (a), eclogitas con cuarzo (b) y en la asociación granate+jadeita+cuarzo (Green et al., 1968).

O'Hara y Mercy (1966), en el caso de las eclogitas con distena, han indicado que el máximo contenido en grosularia del granate puede ser superior en eclogitas sin cuarzo que en eclogitas con cuarzo. Banno (1967) ha mostrado que el contenido en Ca del granate depende fuertemente del contenido en Na_2O en el clinopiroxeno coexistente, de modo que, para granates con contenidos en piropro más almandino superiores al 60%, la proporción de grosularia disminuye al aumentar el Na_2O en el clinopiroxeno. En las eclogitas estudiadas las tendencias apuntadas por los citados autores no se ponen de manifiesto, en primer lugar, porque el cuarzo está casi siempre ausente o en proporción muy baja, y, en segundo, porque las diferencias en los contenidos en Na_2O en los clinopiroxenos no son lo suficientemente grandes para que su repercusión pueda apreciarse en la composición de los granates.

La zonación química. Como se ha descrito con detalle en apartados anteriores (VI.2.3), y se muestra en los perfiles de las Figuras VI.35 a VI.37, la zonación de los granates de las metabasitas es poco acentuada y corresponde, básicamente, a una zonación de tipo normal, con aumento del contenido en Mg hacia la periferia, disminución del Mn en el mismo sentido, y poca variación -con irregularidades- en los perfiles de Fe y Ca.

La forma de los perfiles evidencia claramente una única fase de crecimiento de estos granates, que tuvo lugar en condiciones progradas. Esto se advierte, fundamentalmente, por el progresivo aumento del valor de la relación Mg/Fe desde el centro a la periferia de los cristales. Ello concuerda con los resultados experimentales de Raheim y Green (1974) que demostraron que el incremento de esta relación en el granate, asociado con clinopiroxeno, tiene lugar en condiciones crecientes de temperatura.

Los valores de la relación Mg/Fe varían de unas muestras a otras esen-

cialmente en función de la composición de la roca. Dentro de una misma muestra, las diferencias en la relación Mg/Fe entre varios granates responden a las pequeñas variaciones de temperatura existentes en el momento de comenzar y finalizar el crecimiento de cada cristal. También pueden influir heterogeneidades locales, que son comunes en la cristalización en rocas eclogíticas (Dudley, 1969; Banno, 1970; Bryhni y Griffin, 1971, etc.).

La forma de los perfiles de Mn responde a un proceso de progresiva disminución en la disponibilidad de este elemento y que puede explicarse por cualquiera de los modelos repetidamente aludidos en esta Memoria. Es interesante, sin embargo, notar que en la zona periférica de algunos cristales existe una pequeña inversión en la zonación del Mn y se produce un ligero incremento en el contenido en este elemento. En estos cristales, se aprecia la existencia de una delgada orla, con unas pocas micras de espesor, de transformación (reabsorción) del granate en otras fases (anfíbol, mica incolora, biotita, clorita, etc.). El origen de estos enriquecimientos marginales en Mn se debe, de acuerdo con De Bethune et al. (1975), a que las fases productos de la transformación del granate aceptan muy poco Mn, de modo que el granate residual queda enriquecido en Mn. Este tipo de proceso debe estar mucho mejor representado en otros granates en los que la transformación es muy importante, pero de los cuales no disponemos de datos analíticos, ya que los granates seleccionados para análisis se ha procurado que presenten los mínimos síntomas de transformación.

Los perfiles de distribución del Ca son típicos de la cristalización del granate en un medio muy rico en Ca. Las irregularidades que presentan pueden estar causadas por la creación temporal y/o local de gradiente de Ca relacionados con la difusión, o con equilibrios que implican a otras fases cálcicas. Estas fluctuaciones en el Ca tienen un inmediato reflejo en el contenido en Fe y se manifiestan muy claramente por la

existencia de perfiles de zonación opuestos entre el Fe y el Ca. La repercusión de las fluctuaciones de Ca sobre el Mg es mucho menos evidente, y sólo es apreciable cuando la variación en Ca alcanza una magnitud considerable. Sobre la distribución del Mn no se ha observado ninguna influencia.

CONDICIONES DE FORMACION DE LAS ECLOGITAS

Geotermometría basada en la distribución de Fe²⁺ - Mg entre granate y clinopiroxeno (o anfíbol).

La repartición de elementos entre minerales coexistentes fue tratada sistemáticamente por primera vez por Ramberg y De Vore (1951) y posteriormente ha sido investigada con detalle por numerosos autores (véanse las síntesis de Saxena, 1973 y de Essene, 1982).

En una reacción de intercambio que implique a dos fases (A y B) el coeficiente de distribución para un elemento determinado se define como:

$$K_D = \frac{X^A}{1-X^A} \cdot \frac{1-X^A}{X^B}$$

donde X es la fracción molar de elemento en cada una de las fases A y B. En esta expresión se supone que las soluciones sólidas son ideales o que el elemento en consideración se encuentra en concentraciones diluidas.

El coeficiente de distribución (K_D) es función de la temperatura y de la presión de acuerdo con las siguientes leyes, derivadas de la isoterma de reacción de Van't Hoff

$$\left(\frac{\partial \ln K_D}{\partial T} \right)_P = \frac{\Delta H^\circ}{RT^2} ; \quad \left(\frac{\partial \ln K_D}{\partial P} \right)_T = \frac{\Delta V^\circ}{RT}$$

donde ΔH° y ΔV° son las variaciones de entalpía y de volumen molar, P la presión, T la temperatura absoluta y R la constante de los gases.

La distribución de Fe^{2+} y Mg entre granate y clinopiroxeno coexistentes ha sido considerada con fines geotermométricos desde que se observó la variación del $K_D^{Grt-Cpx}$ en rocas de distintos ambientes geológicos (Banno y Matsui, 1965; Coleman et al, 1965; Essene y Fyfe, 1967; Saxena, 1968; Lovering y White, 1969; Banno, 1970; Sobolev, 1970, etc.).

Estas variaciones, correspondientes a rocas muy diversas tales como eclogitas, granulitas, charnockitas y rocas ultrabásicas, fueron interpretadas en términos de diferentes condiciones de formación (P.T). Banno (1970), tras un tratamiento teórico, indicó que el K_D debería disminuir al aumentar la temperatura o la presión, y debería ser relativamente insensible a variaciones en otros componentes del piroxeno (jadeita, enstatita) y del granate (grosularia, espesartina). Mysen y Heier (1972) intentaron una evaluación cuantitativa del K_D en función de la temperatura utilizando datos publicados de parajeas granate-clinopiroxeno, junto a la temperatura de equilibrio de cada asociación. La primera calibración experimental del K_D en función de P,T fue realizada por Raheim y Green (1974) para una serie de rocas basálticas naturales recristalizadas a eclogitas en unas condiciones de 20-40 Kb y 600-1400°C. Indicaron que la composición química global no tiene un efecto perceptible sobre el K_D , siempre que la composición de la roca basáltica esté comprendida en el intervalo de valores Mg/Mg+Fe entre 0,062 y 0,85. Concluyeron, además, que en equilibrios multicomponentes el efecto de la presión sobre el K_D es mayor que el estimado sobre bases termodinámicas para equilibrios en sistemas simples (Banno, 1970). Sin embargo, posteriores estudios experimentales por parte de Wood (1976, 1977) y Mori y Green (1978) han mostrado, que al menos en el caso de las composiciones de rocas ultrabásicas- la dependencia del K_D de la presión es considerablemente inferior a la indicada por Raheim y Green (1974). Este conflicto ha sido recientemente resuelto por los datos experimentales de Ellis y Green (1979), que han demostrado que la calibración de Raheim y Green (op.cit.) sobrestima el efecto de la presión, debido a la comparación de datos, a-

diferentes presiones- de granates con contenidos en Ca netamente diferentes, y concluyen que el contenido en Ca en el granate tiene una importante incidencia sobre el K_D , debido a un efecto combinado de la sustitución (no ideal) Ca-Mg tanto en el granate como en el clinopiroxeno. Además, indican que variaciones de hasta un 30% en moles de jadeita en el piroxeno no tienen influencia notable sobre el K_D . La calibración de Ellis y Green (1979) expresa el K_D en función de la temperatura, presión y contenido en Ca en el granate, y parece, en la actualidad, el geotermómetro más satisfactorio para la pareja Grt-Cpx dentro de un amplio intervalo de composiciones de rocas.

En una aproximación diferente para derivar un geotermómetro, Ganguly (1979) integró los datos termodinámicos disponibles de mezcla Grt-Cpx con datos termoquímicos y experimentales seleccionados de la literatura. Expresó el K_D en función de la presión, temperatura y contenido en Ca y Mn en el granate. Casi simultáneamente, Saxena (1979) ha extendido esta aproximación en un intento de considerar, aunque indirectamente, la influencia sobre el K_D de la existencia de importantes cantidades de Na_2O contenidas en el clinopiroxeno.

En el presente estudio se han seleccionado cinco muestras de rocas eclogíticas en las que se han analizado parejas de granates y clinopiroxenos coexistentes. A partir de dichos análisis se han aplicado las calibraciones geotermométricas de Raheim y Green (1974), Mori y Green (1978), Saxena (1979), Ganguly (1979), Ellis y Green (1979) y Dahl (1980), aunque a priori se suponía que no todas iban a tener un mismo grado de eficiencia en las condiciones de formación de las eclogitas del manto del Mulhacén. En la Tabla VII.4 se presentan las temperaturas obtenidas, para una presión de referencia de 10 Kb, mediante los tres métodos que dan resultados más razonables.

Tabla VII.4. Estimaciones de temperatura basadas en el K_D de Fe^{2+} -Mg en la pareja Grt-Cpx, según diversas calibraciones. (c) centro del granate, (p) periferia.

Muestra	Raheim y Green		Ellis y Green		Ganguly	
	c	p	c	p	c	p
NV-75	409	479	419	496	548	616
NVA-113	375	410	414	470	523	566
NVA-118	359	434	388	446	514	567
NVA-121	350	445	405	476	510	588
NVA-133	374	417	393	443	512	556
Media (s)	373 [±] 22	437 [±] 27	404 [±] 13	466 [±] 22	521 [±] 16	579 [±] 24

Los restantes geotermómetros utilizados dan los siguientes valores medios:

	Mori y Green		
	Green	Dahl	Saxena
centro	554 <u>+</u> 43	265 <u>+</u> 21	864 <u>+</u> 67
periferia	692 <u>+</u> 62	334 <u>+</u> 51	995 <u>+</u> 91

A la hora de valorar los resultados obtenidos es preciso considerar las condiciones de calibración o elaboración de los geotermómetros utilizados, así como el campo de aplicación más adecuado para cada uno de los mismos. Como norma general, los geotermómetros basados en la repartición de elementos entre granate y clinopiroxeno tienen un funcionamiento mejor en rocas de altas temperaturas (peridotitas, granulitas...). A temperaturas relativamente bajas, como es el caso de las rocas eclogíticas aquí estudiadas, muchos de los geotermómetros que se han propuesto prácticamente carecen de utilidad. Otro de los factores a considerar es la composición química del sistema, especialmente en lo que se refiere a la jadeita con diópsido y hedenbergita (Ganguly, 1979). Un tercer aspecto

to lo constituye la necesidad de utilizar una estimación apropiada de la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} en la pareja Grt-Cpx, habida cuenta de la imposibilidad de distinción mediante microsonda del estado de valencia de un ión. En algunos trabajos se ha partido de la suposición de considerar el Fe total como Fe^{2+} (esto no ocurre en ambientes corticales) y en el caso de las rocas estudiadas conduce a una sobreestimación de la temperatura del orden de $300^{\circ}C$. En otros casos (Ernst, 1976, 1981) se supone una relación $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 1$ en el clinopiroxeno. En nuestra opinión, la presunción de considerar en el granate todo el Fe como Fe^{2+} parece aproximada a la realidad y, en cualquier caso, parece inducir a un error menor que si se calcula la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} teniendo en cuenta la estequiometría del granate y el balance de cargas. En el caso del clinopiroxeno, el problema es más agudo y es necesario realizar una estimación adecuada de la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} para no obtener valores de temperaturas muy alejados de la realidad (véase Apéndice IV).

De las seis calibraciones termométricas utilizadas en el presente estudio, tres de ellas conducen a resultados anómalos al aplicarlas a las eclogitas de Sierra Nevada. La calibración de Mori y Green (1978) está realizada experimentalmente a altas temperaturas ($950-1500^{\circ}C$) y concebida, especialmente, para lertzolitas. El uso del geotermómetro de Saxena (1979) proporciona siempre temperaturas muy elevadas (Dahl, 1980; Carswell y Griffin, 1981, etc.) y actualmene parece existir la opinión de que no describe adecuadamente la influencia de la composición mineral sobre el K_D . Por último, el geotermómetro propuesto por Dahl (1980) proporciona temperaturas excesivamente bajas ($265-335^{\circ}C$), que probablemente se deben a un defecto de calibración al asimilar el Fe total como Fe^{2+} . Su uso parece apropiado, según el propio autor, para terrenos de la parte superior de la facies de las anfibolitas e inferior de las granulitas.

Las estimaciones de temperatura basadas en el geotermómetro de Ganguly (1979) son superiores en un centenar de grados a la realidad. Esta discrepancia se debe a que su aplicación es adecuada, según el propio Gan -

guly, a composiciones pobres en Na, y en los clinopiroxenos de las eclogitas estudiadas el componente jadeita es muy elevado (normalmente entre el 30 y 50%). Los resultados obtenidos mediante la calibración de Raheim y Green (1974) son aceptables e indican una temperatura máxima de $437 \pm 27^{\circ}\text{C}$ para la formación de la paragénesis eclogítica. No obstante, conviene tener en cuenta la posible sobreestimación del efecto de la presión sobre el K_D comentada anteriormente.

La calibración experimental de Ellis y Green (1979) puede considerarse como la más realista de cuantas se han propuesto para su aplicación a rocas eclogíticas de baja temperatura. Además, su utilización ha proporcionado resultados satisfactorios en ambientes de mayor temperatura tales como en kimberlitas (Carswell y Griffin, 1981; Carswell y Gibb, 1980) y eclogitas asociadas a terrenos gneísicos (Krogh, 1980), etc.

La zonación química en granates y clinopiroxenos en eclogitas de baja y media temperatura permite la evaluación de las condiciones de P-T seguidas por estas rocas durante el metamorfismo progresivo (Raheim y Green, 1975). En las eclogitas del manto del Mulhacén, de acuerdo con este criterio y tomando como referencia los resultados obtenidos mediante el geotermómetro de Ellis y Green (op.cit.), puede estimarse que la temperatura a la que tuvo lugar el comienzo de la paragénesis eclogítica granate-onfacita fue de unos 400°C . Esta temperatura aumentó de modo progresivo hasta alcanzar un máximo de $465 \pm 25^{\circ}\text{C}$ (para una presión de 10 Kb), de acuerdo con la composición en la zona periférica de los granates. Conviene indicar que en cuatro de los seis geotermómetros utilizados (excluidos los de Mori y Green, y Saxena), se obtiene un incremento de temperatura análogo, entre 60 y 70°C desde el comienzo de la formación de la asociación onfacita-granate hasta el máximo térmico. La influencia de la presión sobre las determinaciones de temperatura anteriores es muy pequeña, y puede ilustrarse con el hecho de que una variación de ± 2 Kb, sobre la presión de referencia de 10 Kb, supone una modificación de los cálculos en una magnitud de $\pm 4^{\circ}\text{C}$.

La distribución de Fe-Mg entre anfíbol y granate con fines geotermométricos ha sido estudiada por Perchuk (1969), quien ha mostrado que a temperaturas de 600°C el K_{D}^{Mg} es virtualmente independiente del contenido en Fe de los minerales. Además, es poco afectado por cambios en el contenido en Ti, Mn y Al en el anfíbol y en el granate.

En seis muestras seleccionadas de anfibolitas y eclogitas se han analizado químicamente (M.E.) granates y anfíboles. Como indican Smulikowski (1972) y Mottana (1970), en anfibolitas o anfibolitas eclogíticas, el anfíbol rico en Na puede presentarse como constituyente primario en equilibrio con granate y clinopiroxeno, o en la misma roca, también formarse secundariamente a partir de estos minerales. En tales casos la distinción entre primario y secundario puede llegar a ser difícil y dudosa. Sólo en dos de las muestras analizadas existen criterios texturales que indican la existencia de granate y anfíbol paragenéticos. La aplicación del diagrama de fase de la pareja granate-anfíbol propuesto por Perchuk (1969) permite obtener las siguientes temperaturas, de acuerdo con la distribución de Fe-Mg:

Muestra NV-78: 595°C

Muestra NVA-120: 560°C

Teniendo en cuenta la zonación química del granate puede determinarse un incremento de temperatura, desde el comienzo de cristalización de la paragénesis anfíbol-granate hasta el final del crecimiento del granate, del orden de 70-100°C.

El geotermómetro granate-anfíbol ha sido mucho menos estudiado que la pareja granate-clinopiroxeno, y su utilización es muy escasa en la bibliografía especializada, lo que induce a cuestionar la validez de su utilización. De cualquier modo, las temperaturas obtenidas son sensiblemente superiores (aproximadamente en un centenar de grados) a las correspondientes para la pareja granate-clinopiroxeno. Esto puede indicar

que la cristalización del granate en las anfibolitas ha sido posterior-
que en las asociaciones eclogíticas y en unas condiciones de superior -
temperatura.

La estimación de la presión puede realizarse a partir de los estudios -
experimentales sobre la reacción $Ab=Jd+Qtz$, cuando se aplican a la esta-
bilidad de piroxenos jadeíticos que coexisten con cuarzo (Newton y Smith,
1967; Hays y Bell, 1973 y, especialmente, Holland, 1980).

Para las condiciones de temperatura estimadas anteriormente ($465 \pm 25^{\circ}C$)-
se determinan unas condiciones de presión comprendidas entre 12 y 13 Kb,
por debajo de las cuales es inestable la asociación Jd pura + Qtz . El -
efecto de dilución del componente jadeítico en el piroxeno onfacita de-
termina una desestabilización de la asociación cuarzo-piroxeno que pue-
de calcularse, según Holland (1979, 1980), mediante la expresión:

$$\Delta P \approx (-RT/\Delta V^{\circ}) \ln \alpha_{Jd}$$

donde R es la constante de los gases, T la temperatura absoluta, ΔV° el
cambio de volumen para la reacción $Jd+Qtz=Ab$ y α_{Jd} la actividad de la-
jadeita en el piroxeno.

Teniendo en cuenta este efecto, el valor mínimo de la expresión para la
estabilidad de los clinopiroxenos de las rocas estudiadas, con conteni-
dos en Jd , mínimo de 32%, medio 43% y máximo 52%, en el intervalo de -
temperatura de $465 \pm 25^{\circ}C$ son los siguientes:

T ^o C	% Jd		
	32	43	52
440	10,6	10,7	10,7
465	11,0	11,2	11,3
490	11,1	11,3	11,4

De acuerdo con estos datos puede estimarse una presión mínima de $11 \pm 0,5Kb$
para la formación de las rocas eclogíticas.

Otras consideraciones

La formación de eclogitas dentro de las condiciones metamórficas normales de la corteza requiere que la actividad del H_2O sea muy baja. Cuando la $P_{H_2O} \ll P_{total}$ las eclogitas son estables, frente a las anfibolitas, en rocas de composición adecuada (basáltica); si la $P_{H_2O} \approx P_{total}$, la eclogita no puede formarse y se originan anfibolitas (Fry y Fyfe, 1969; Essene et al., 1970; Bryhni et al., 1977). De lo anterior, se deduce que eclogitas y anfibolitas pueden ser estables y, coexistir en las mismas condiciones de P-T, pero en condiciones muy diferentes respecto a la actividad del H_2O . En el sector de la Sierra de Baza (Cordillera Bética), Gómez Pugnaire et al. (1979) han mostrado la existencia de lentejones de eclogitas en los núcleos de masas de metabasaltos y anfibolitas, atribuyendo todo el conjunto a una misma fase de metamorfismo, y las diferentes asociaciones minerales a diferencias locales en el contenido en H_2O .

La existencia de granate no requiere unas condiciones muy restrictivas en relación a la fugacidad del H_2O (X_{H_2O} si se supone una mezcla ideal en el fluido). El almandino puro sería estable, en las condiciones de P-T de las eclogitas aquí estudiadas, sólo para X_{H_2O} muy bajas, aproximadamente inferiores a 0,2, de acuerdo con Ghent y Coleman (1973). Sin embargo, la presencia de otros componentes en solución sólida amplía considerablemente el límite de estabilidad del granate respecto a X_{H_2O} . Esto, particularmente, en lo que se refiere a la grosularia de la que es conocida su estabilidad frente a otros minerales hidratados a temperaturas relativamente bajas y fugacidades de H_2O relativamente elevadas. La espesartina incrementaría la estabilidad del granate respecto a X_{H_2O} , pero teniendo en cuenta la baja proporción en que se encuentra su efecto es casi inapreciable. Por su parte, la influencia del piropo es difícil de predecir puesto que la actividad de la sílice así como las condiciones de P-T afectan a su estabilidad (Hsu y Burham, 1969).

Las metabasitas del manto del Mulhacén poseen paragénesis que representan grados de hidratación muy diferentes. Así, se encuentran desde eclogitas compuestas casi exclusivamente por granate, onfacita y rutilo, hasta anfibolitas integradas casi en su totalidad por fases hidratadas (anfíbol y epidota). El efecto combinado de la composición química y mineralógica original, junto al contenido o facilidad de acceso del H₂O determina el tipo de roca que se forma.

Si se admiten unas condiciones de P-T aproximadamente semejantes en los diferentes cuerpos básicos intercalados en la serie metapelítica del manto del Mulhacén, la ausencia de granate en las anfibolitas epidóticas requiere una explicación en términos de composición del sistema. En el presente estudio no se han realizado análisis químicos totales de anfibolitas epidóticas; sin embargo, a partir de los datos analíticos de estas rocas de Puga (1971) y Díaz de Federico (1980) pueden realizarse varias consideraciones de interés. En la Tabla VII.5 se muestran como referencia las composiciones medias de las metabasitas con y sin granate.

Tabla VII.5. Composición química media (y desviación típica) de metabasitas con granate y de anfibolitas epidóticas.

	Metabasitas con granate		Anfibolitas (*) epidóticas	
SiO ₂	46.26	3.33	47.46	3.07
Al ₂ O ₃	16.78	2.28	16.05	1.09
TiO ₂	1.58	0.92	1.27	0.70
Fe ₂ O ₃	5.15	1.40	4.95	3.16
FeO	7.05	2.69	3.69	1.54
MnO	0.17	0.06	0.14	0.07
MgO	6.49	1.90	6.36	2.74
CaO	9.09	2.07	11.39	3.71
Na ₂ O	4.64	1.03	4.29	1.56
K ₂ O	0.59	0.56	0.35	0.15
p.c.	1.80	0.56	3.34	2.45

(*) Datos de Puga (1971) y Díaz de Federico (1980).

La comparación de la composición química de las metabasitas con granate y de las anfibolitas epidóticas pone de manifiesto que ambos grupos tienen un quimismo semejante, pero se advierten varias diferencias que son determinantes en lo que se refiere a la presencia o ausencia del granate. Tales diferencias radican en que la relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$, la relación de oxidación ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$) y el contenido en H_2O son sistemáticamente bastante más elevados en las anfibolitas epidóticas. La presencia de granate en rocas básicas requiere una alta proporción de Fe^{2+} en relación a Mg y unas condiciones de oxidación bajas (Hsu, 1968). La fugacidad del agua, cuando se mantiene en niveles bajos favorece la existencia de granate, tal como se ha indicado en párrafos anteriores; así, por ejemplo, De Wit y Strong (1975) han mostrado que en las anfibolitas con eclogitas de Newfoundland, la cantidad de granate decrece drásticamente a lo largo de los gradientes de H_2O hacia los bordes de los cuerpos básicos.

La primera fase de metamorfismo alpino (M_1) fue de carácter progresivo y, en las metabasitas, dio lugar en los primeros estadios de grado muy bajo a la formación de lawsonita, actualmente pseudomorfizada, (Puga, 1977; Gómez Pugnaire, com.pers.) y glaucofana, de la que quedan relictos como inclusiones en granates y en el núcleo de otros anfíboles. Culminó con la formación de la paragénesis eclogítica onfacita-granate desarrollada en su totalidad en condiciones de temperatura creciente.

Durante la segunda fase alpina (M_2) tuvo lugar un proceso de anfibolitización general, caracterizado por un aumento de temperatura, disminución de presión y mayor actividad del H_2O . Esta fase da lugar a la simplectitización del piroxeno onfacítico, y al desarrollo de minerales tales como anfíboles cálcicos y sódico-cálcicos, epidota, mica incolora, plagioclasa y carbonatos. En algunos granates tiene lugar el desarrollo de aureolas kelifíticas compuestas por anfíbol, epidota o asociaciones más complejas con varios de los siguientes minerales: anfíbol, mica incolora, epidota, biotita, plagioclasa (véase VI.2.3.).

VII.3.2.4. GRANATES ESPESARTINICOS

La presencia de granate de composición predominantemente espesartínica está bastante restringida en la naturaleza debido a la escasez de rocas de composición química apropiada. Es por esto que las referencias bibliográficas sobre el tema son relativamente escasas, especialmente en lo que respecta al ambiente metamórfico (Goossens, 1970; Kramm, 1973; Leoni y Orlandi, 1975).

Desde el punto de vista textural, en los granates estudiados resaltan dos aspectos: la existencia de grandes concentraciones de cristales y su hábito idiomorfo. Es conocido que la espesartina suele presentarse en agrupaciones constituídas por gran número de cristales de pequeño tamaño. Ello se debe a la facilidad y rapidez del proceso de nucleación de este tipo de granates, tal como han puesto de manifiesto diversos trabajos de síntesis experimental (Hsu, 1968; Mottana, 1974). El granate almandínico, por el contrario, se nuclea con dificultad y tiende a formar núcleos dispersos que se desarrollan hasta constituir porfiroblastos. Chinner (1960) ha constatado la existencia de una correlación inversa entre el contenido en MnO del granate y el tamaño del mismo. Por otra parte, el hábito casi invariablemente idiomorfo en la espesartina se ha explicado, bien por una velocidad de crecimiento baja, o por un aumento de la anisotropía de la energía superficial, como consecuencia de la incorporación de cantidades importantes de manganeso (Spry, 1969).

El quimismo de la roca huesped juega un papel esencial en la génesis de la espesartina, de modo que se forma, solamente, en rocas ricas en SiO_2 y Al_2O_3 , y con una proporción elevada de manganeso respecto a otros cationes divalentes. En el ámbito metamórfico, su presencia está relacionada con depósitos detríticos o químicos enriquecidos en manganeso por procesos químicos durante la sedimentación (Mottana, 1974).

Las condiciones del metamorfismo sufrido por las rocas donde se encuentran las concentraciones de granate espesartínico no han sido lo suficientemente elevadas para la formación de granate almandínico. Sin embargo, como señala Chinner (1960), variaciones importantes en el quimismo de las rocas pueden desplazar la aparición de un determinado mineral hacia grados más altos o más bajos que el normal, llegando incluso a producirse inversiones en la sucesión típica de zonas metamórficas. Esta situación puede ser particularmente aplicable a minerales ferromagnesianos tales como clorita, biotita y granate.

Los lechos con concentraciones de granate y de óxidos presentan unos valores muy altos de las relaciones MnO/FeO y MnO/MgO (0,7-1,2 y 1,6-3,5, respectivamente), que son de 35 a 170 veces superiores a los de la composición media de las rocas metapelíticas según Poldervaart (1955). Puesto que la estructura del granate permite la incorporación de importantes cantidades de Mn en comparación con otros silicatos ferromagnesianos (Mn/Mg+Fe en el granate > cloritoide > clorita > biotita), las proporciones tan elevadas de MnO/FeO y de MnO/MgO en la roca huésped han promovido la formación de granate espesartínico, a expensas de otros ferromagnesianos aún a grados bajos de metamorfismo, propios de la zona de la clorita.

Otro de los factores que influyen más directamente sobre la composición y estabilidad de granates ricos en almandino y espesartina es la fO_2 (Muller y Schneider, 1971), ya que tanto el Fe como el Mn tienen estos dos de oxidación variables. Las relaciones de fase en el sistema Al-Mn-Fe-Si-O-H en relación con este tipo de granates han sido investigadas por Hsu (1968). En el subsistema $3FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 - H_2O$ el almandino deja de ser estable en estados de oxidación marcados por la asociación buffer níquel-bunsenita. En contraste, la actividad del Mn está menos afectada por valores altos de fO_2 , ya que este elemento es mucho menos sensible a las reacciones redox que el Fe. Por tanto, la espesartina -

puede ser estable en estados de oxidación relativamente elevados, como los que impone la asociación buffer hematites-magnetita (Hsu, op.cit.). Los trabajos experimentales de este autor y las evidencias naturales - aportadas por Chinner (1960) y Klein (1966), han demostrado, que al aumentar el estado de oxidación, el granate almandínico debe incorporar cantidades progresivamente crecientes de los componentes espesartina y piropo para mantener su estabilidad. Los valores de fO_2 que existieron en las rocas estudiadas durante la cristalización del granate, son lo suficientemente elevados ($-\log fO_2 = 18-23$) para permitir que la espesartina llegue a ser el componente predominante.

Los granates espesartínicos muestran una zonación composicional muy - acusada, que de modo general puede tipificarse como normal, es decir, - definida por un aumento en los contenidos en Fe y Mg y concomitante - disminución en Mn desde el centro al borde del cristal. La distribución zonal del manganeso puede explicarse según los modelos de Hollister (1966) Atherton (1968) o Miyashiro y Shido (1973).

El Ca presenta unos perfiles zonales fluctuantes y bastante irregula - res, sin definir una tendencia generalizada y que evolucionan indepen - dientemente de los demás componentes. Este tipo de zonación debe estar originado, de acuerdo con Atherton (1968), Brown (1969) y Crawford (1974, 1977), por reacciones continuas o discontinuas que implican a minerales cálcicos (epidota y/o calcita) y, por tanto, afectan a la disponibilidad de Ca para el granate.

La evolución composicional del Fe y del Mg muestra un notable parale - lismo y está condicionada, por una parte, por la concentración de Mn+Ca y, por otra parte, por el aumento progresivo de las condiciones del metamorfismo que ha posibilitado la incorporación de cantidades crecientes de estos cationes.

En resumen, la zonación de los granates espartínicos puede explicarse, fundamentalmente, por la acción conjunta de varios mecanismos y/o factores: progresiva disminución de la disponibilidad de Mn en el reservorio en que crece el granate, reacciones con minerales ricos en calcio y aumento progresivo del grado metamórfico.

VII.4. ALTERACIONES DE LOS GRANATES.

La intención de este pequeño apartado final es ilustrar y sintetizar, conjuntamente, las transformaciones sufridas por los granates del Complejo de Sierra Nevada, subsecuentemente a su formación.

El granate ha sido considerado por Hollister (1969) como un mineral refractario por la dificultad con que se reequilibra internamente en respuesta a variaciones en las condiciones externas, siendo la zonación química la mejor prueba de ello. Por tanto, el granate tiene una fuerte inercia a sufrir modificaciones durante los acontecimientos sucesivos que tienen lugar en la historia de una roca. Así, es común en rocas polimeta-mórficas, la existencia de granates formados en las fases más antiguas que han persistido a lo largo de fases posteriores sin apenas modificación. No obstante este hecho general, los granates pueden presentar alteraciones que, en algunas ocasiones, pueden ser intensas.

Dejando aparte las modificaciones morfológicas experimentadas por los granates tales como fracturación, alargamiento de los cristales, etc., como consecuencia de fases de deformación, las alteraciones más comunes observadas en granates de todos los ambientes y también en Sierra Nevada son la alteración a clorita y la alteración a oxi/hidróxidos de Fe.

La alteración a clorita puede considerarse como un proceso inverso al del crecimiento de los granates. A lo largo de esta Memoria se ha invoca

do, en varias ocasiones, a la clorita como origen principal del granate, en virtud de su similitud química y de que sólo con la asistencia de sílice puede dar lugar al granate, si las condiciones metamórficas son apropiadas. Es razonable pues, que cuando las condiciones de P-T hayan descendido por debajo del límite de estabilidad del granate, este, en presencia de una fase acuosa, tenga tendencia a formar clorita. En casi todos los tipos de rocas estudiados este tipo de transformación es frecuente (Lámina XX,b,c,f,h y XXI,d), y gradúa desde una incipiente corrosión en los bordes de los cristales y siguiendo sus fracturas, hasta una pseudomorfosis total del granate.

El segundo tipo de alteración también es muy frecuente y corresponde a una oxidación del Fe del granate, con la consiguiente formación de oxihidróxidos de Fe. Igual que en el caso anterior, este tipo de alteración tiende a formar un halo alrededor del granate y a progresar por fracturas, pudiendo pseudomorfizarlo (Lámina XX,a,g). Aunque la alteración a oxihidróxidos de Fe está representada en casi todos los tipos de rocas, es más abundante en los granates de rocas metapelíticas; especialmente, las del manto del Veleta correspondientes al corte de La Ragua, donde aproximadamente en un 37% de las muestras recogidas el granate está totalmente transformado, y sólo en un 7% de las mismas está poco o nada alterado.

A veces, la transformación del granate corresponde a los dos tipos anteriores (Lámina XX,f).

En granates de metapelitas existen otros tipos de transformaciones. Uno de ellos, observado con buen desarrollo en una sola muestra, consiste en el reemplazamiento de los contornos de idióblastos de granate prealpino por cristales de cuarzo. Este tipo de textura indica, según Rast (1965), una disolución parcial del granate en un medio sometido a presión. Más común es la transformación en mica incolora de grano fino (sericita) que se desarrolla en granates del manto del Veleta (Lámina XX,d) y que, a veces, acompaña a la transformación a clorita o a oxihidróxidos de Fe. En

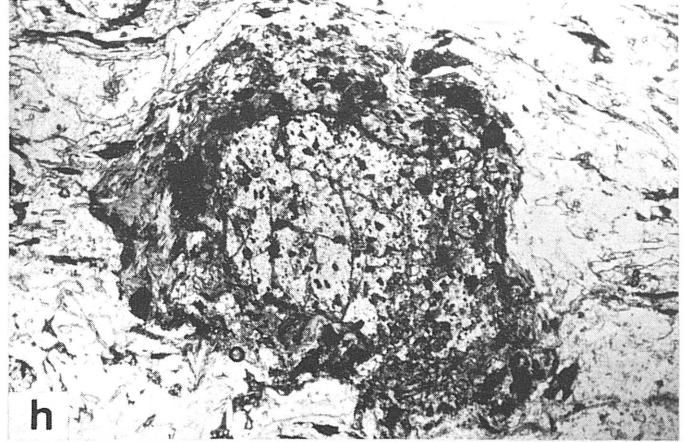
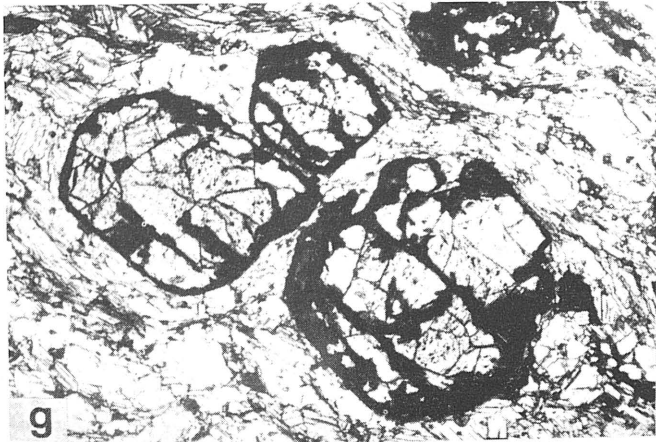
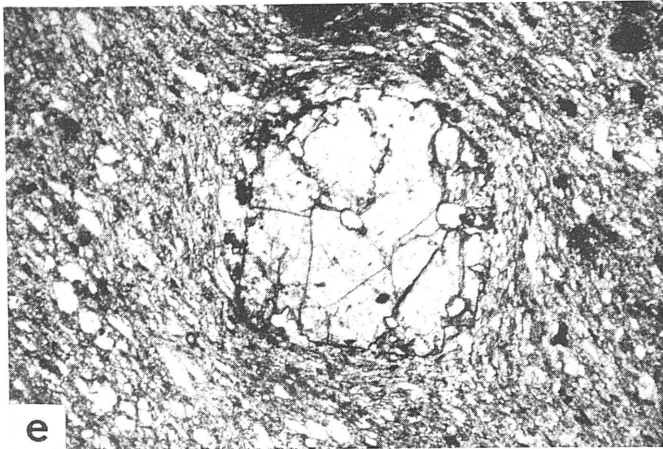
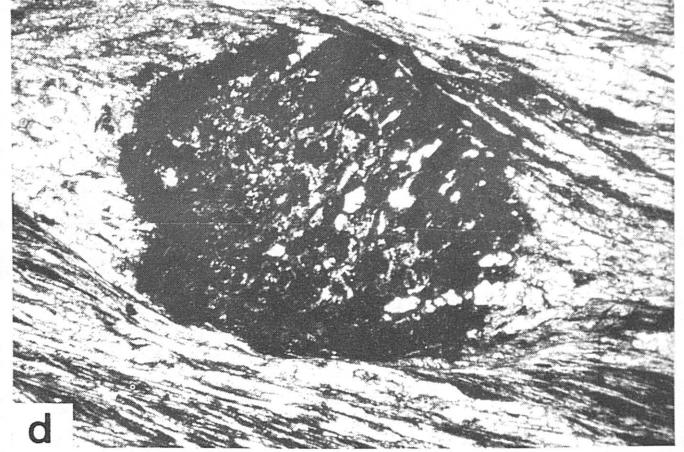
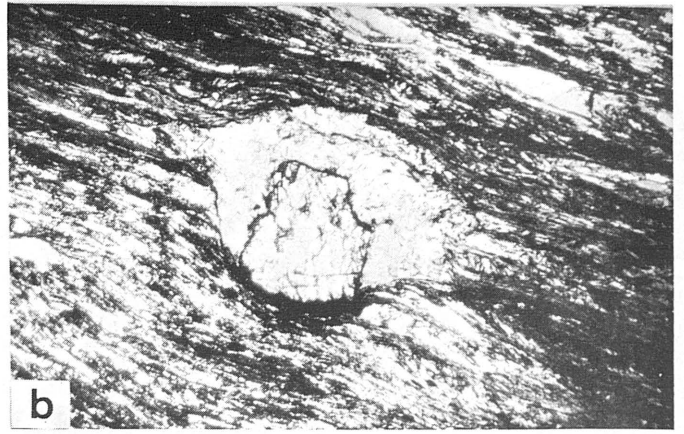
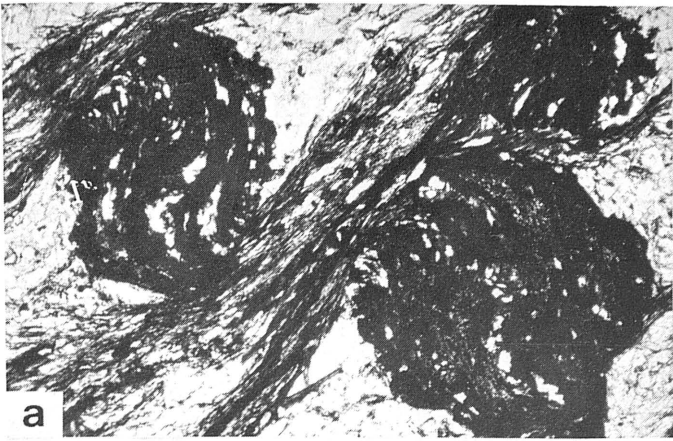
otros casos, la mica incolora es de grano grueso y forma (junto a cuarzo) una aureola leucocrática en torno al granate (Lámina XXI,b).

Otras transformaciones, más complejas, dan lugar a agregados multifases compuestos por clorita y plagioclasa (Lámina XX,h), clorita+magnetita + cuarzo+mica incolora (Lámina XXI,a) o clorita+magnetita+plagioclasa+cuarzo+mica incolora. En todos estos casos, la clorita es el mineral predominante y la magnetita forma idióblastos de mayor tamaño que en la matriz. Algunas veces, pequeñas cantidades de biotita acompañan a la clorita.

Las texturas en atolón son comunes en algunos tipos de granates de metapelitas tanto del zócalo como de la cobertera del manto del Mulhacén (Láminas IX,f y XIV,c-f) y han sido descritas en los apartados correspondientes a Aspectos texturales. La zonación química de estos granates sugiere que este tipo de texturas se ha originado por reabsorción selectiva del granate.

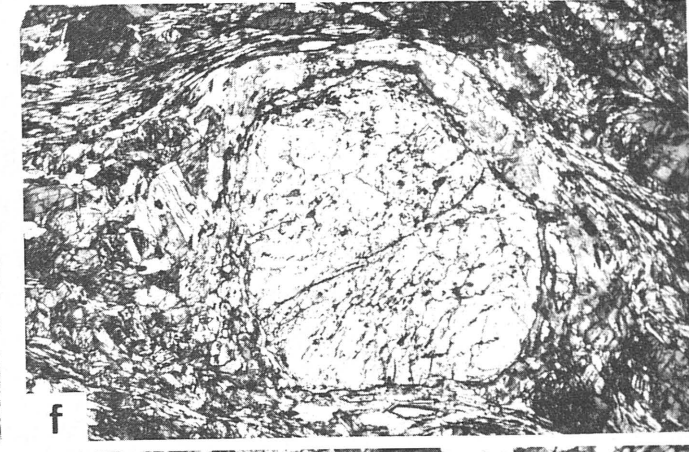
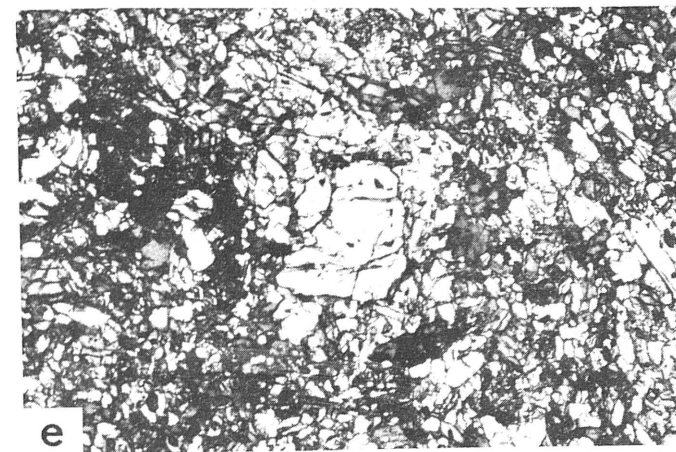
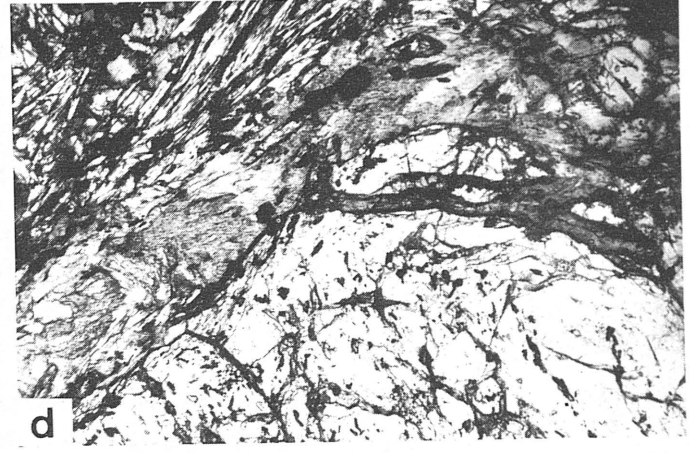
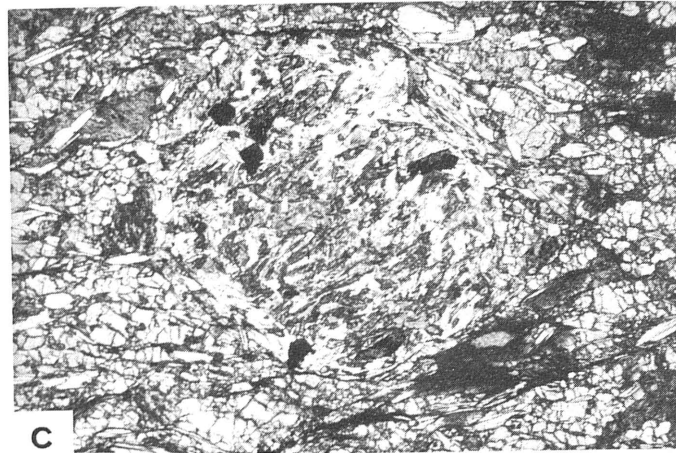
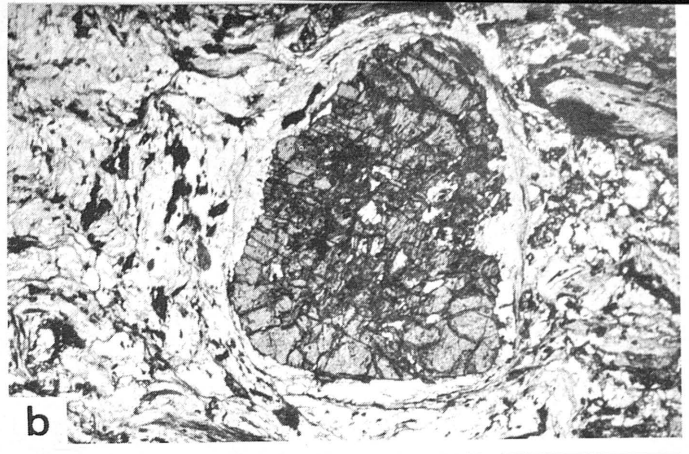
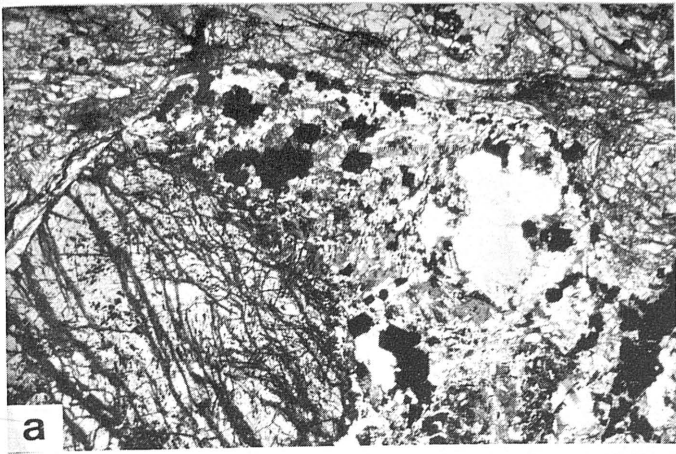
En las rocas carbonatadas los granates están prácticamente inalterados o presentan una ligera transformación a clorita magnesiana en la periferia. No obstante, en una de las muestras se ha observado una pseudomorfosis total del granate por un agregado de clorita+biotita+epidota+magnetita (Lámina XXI,c).

Como se ha descrito en los apartados correspondientes a las metabasitas, en estas rocas -especialmente en las anfibolitas granatíferas- los granates presentan unas transformaciones más variadas y complejas. En las Láminas XVI,d; XVIII,e,f y XXI,d-h se ilustran la mayor parte de estas transformaciones. Corresponden, fundamentalmente, a la fase de anfibolitización (M_2), en la que la reacción del granate con la matriz ha originado el desarrollo de coronas compuestas por uno o varios de los siguientes minerales: anfíbol, mica incolora, biotita, epidota y plagioclasa. La clorita, a veces, acompaña a los anteriores o, bien, se encuentra como único producto de transformación del granate, formada con posterioridad a M_2 .



LAMINA XX

- a.- Porfiroblastos de granate con inclusiones de cuarzo, total_lmente transformados en oxi/hidróxidos de Fe. Micasquisto -- granatífero del manto del Veleta (x25).
- b.- Transformación parcial de granate en clorita rica en Fe -- (chamosita). Micasquisto con Grt y Cld del manto del Veleta (x13).
- c.- Pseudomorfosis de granates por clorita rica en Fe. Micas--quisto con Pl y Grt del manto del Veleta (x65).
- d.- Transformación en sericita -núcleo- y en oxi/hidróxidos de Fe -periferia- en granates de micasquistos granatíferos del manto del Veleta (x31).
- e.- Corrosión de un granate idioblástico prealpino por cuarzo. Micasquisto con St, Ky y Grt del zócalo del manto del Mulhacén (x31).
- f.- Granate muy deformado con textura en atolón. El núcleo ha sido transformado en clorita (chamosita) y la periferia en oxi/hidróxidos de Fe. Micasquisto con Grt y Cld del zócalo del manto del Mulhacén (x25).
- g.- Alteración a oxi/hidróxidos de Fe en los bordes y fractu--ras de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén (x25).
- h.- Transformación del granate en clorita magnesiana (clinoclo--ro). y plagioclasa en micasquistos con Grt, Ep, y Cam de la cobertera del manto del Mulhacén (x25).



LAMINA XXI

- a.- Transformación de un porfiroblasto de granate en clorita-(Mg), magnetita, mica incolora y cuarzo. Micasquistos con Grt y Ep de la cobertera del manto del Mulhacén (x10).
- b.- Formación de una aureola de mica incolora (y cuarzo) a partir de un granate de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos. Manto del Mulhacén (x10).
- c.- Pseudomorfo heterogéneo compuesto por clorita (Mg), biotita, pistacita y magnetita formado a partir de un granate de las rocas metacarbonatadas de la cobertera del manto del Mulhacén (x13).
- d.- Detalle de la alteración a clorita magnesiana de un porfiroblasto de granate de una anfibolita granatífera. Manto del Mulhacén (x25).
- e.- Formación de una amplia aureola de pistacita en torno a un granate de una anfibolita granatífera (x31).
- f.- Transformación periférica del granate en clorita y plagioclasa. Anfibolita granatífera del manto del Mulhacén (x10).
- g.- Aureola leucocrática desarrollada a partir de un granate en una anfibolita granatífera. Está compuesta por plagioclasa y mica incolora, y por una pequeña proporción de clorita magnesiana y epidota (x13).
- h.- Importante transformación de granate en anfíbol, mica incolora y óxidos de Fe - Ti. Anfibolita granatífera (x10).

VIII

RESUMEN Y CONCLUSIONES

En la presente Memoria se estudian los granates del complejo metamórfico de Sierra Nevada. Este complejo representa el conjunto estructural más profundo de la Cordillera Bética, y está integrado por dos grandes unidades tectonoestratigráficas que corresponden a los mantos del Veleta y del Mulhacén. El primero de ellos, el más inferior, está constituido casi exclusivamente por rocas metapelíticas; el segundo, por diferentes tipos de rocas, tales como micasquistos de varios tipos, anfibolitas, eclogitas, gneises, mármoles, etc.

En el Manto del Veleta los granates están ampliamente representados. Forman parte de casi todas sus rocas en proporciones modales que oscilan entre el 1 y el 8%. Sus características texturales son variables, pero lo más común es que constituyan porfiroblastos helicíticos o rotacionales. Son de tipo almandínico y su composición media puede esquematizarse del siguiente modo Alm 70 Sps 3 Prp 6 Grs 21. Contienen unas proporciones muy bajas de Cr, Ti y Na, aunque el contenido en este último elemento se eleva mucho, comparativamente, en los granates de metapelíticas en Na. La composición de los granates de este manto concuerda mejor con las composiciones que son más comunes en los granates de terrenos metamórficos de presiones intermedias, dentro de unas condiciones de grado de metamorfismo bajo (esquistos verdes). Este hecho contrasta con el carácter de baja presión deducido, para las rocas de este Manto, a partir del parámetro b_0 de las micas incoloras potásicas.

Las diferencias composicionales observadas entre los granates de las diversas rocas que constituyen el Manto del Veleta, reflejan, fundamentalmente, un control bastante estricto de la composición de la roca sobre la del granate. Particularmente es así para el Mn y el Ca, que están más concentrados en los granates que en la roca. Los valores de los factores de fraccionamiento de dichos elementos varían entre amplios lími-

tes (20-50, comúnmente, para el Mn y 10-35 para el Ca) y no muestran tendencia alguna de variación sistemática a lo largo de las secuencias de rocas estudiadas. La proporción de Mn en el granate depende de la concentración de MnO en la roca, del porcentaje modal de granate y de la densidad de nucleación. La cantidad de Fe+Mg en el granate está condicionada por la cantidad de Ca+Mn admitida, mientras que los valores de la relación Mg/Fe dependen, aunque no de modo lineal, del valor de esta relación en la roca.

La zonación química en estos granates es moderada y corresponde, en líneas generales, al tipo normal. La evolución de la zonación revela un crecimiento en condiciones progresivas de metamorfismo, probablemente en las proximidades del máximo térmico. El crecimiento continuó, en algunos casos, a temperatura decreciente.

A lo largo de la secuencia del Manto del Veleta no son apreciables variaciones del grado metamórfico en términos de la composición del granate, ya que su posible incidencia queda enmascarada por el efecto de la composición de la roca.

En el Manto del Mulhacén, las rocas metapelíticas del zócalo presentan los efectos del metamorfismo alpino superpuestos a otro(s) metamorfismo(s) más antiguo(s). Este metamorfismo prealpino tuvo lugar en condiciones de grado medio (zona de la estaurolita) y presión baja. Estas condiciones no favorecieron el desarrollo generalizado de los granates, que quedó limitado a una proporción muy baja (<1%). La composición media de los porfiroblastos prealpinos de granates es Alm 77 Sps 13 - Prp 7 Grs 3, lo cual le diferencia netamente de la de los restantes granates de Sierra Nevada, y se caracterizan por el alto contenido en Mn y bajo en Ca. Esta composición es muy común en el ámbito de los granates pertenecientes a metamorfismo del tipo andalucita-sillimanita y de

temperaturas intermedias. Un hecho peculiar de los idióblastos prealpinos es la casi ausencia de zonación química, salvo algunas excepciones. Las características texturales y la zonación evidencian un crecimiento en condiciones estáticas, con una baja velocidad de crecimiento y en un régimen de temperatura ligeramente ascendente. Los granates prealpinos no muestran haber sufrido efectos retrógrados ni transformaciones importantes durante el metamorfismo alpino.

El metamorfismo alpino (polifásico) afecta tanto a las rocas del zócalo como de la cobertera del Manto del Mulhacén. La primera fase de metamorfismo tiene especial importancia, en lo que se refiere a los granates, en las rocas de composición básica, ya que da lugar a la formación de eclogitas y anfibolitas granatíferas. Las eclogitas más típicas (tipo I) son prácticamente bimineralicas y contienen grandes cantidades de granate y onfaquita. En las eclogitas tipo II los granates forman parte de una matriz onfacítica (+anfíbol) o desarrollan texturas coroníticas alrededor de primitivos fenocristales de plagioclasa. Su composición media puede esquematizarse así: Alm 59 Sps 1 Prp 16 Grs 23. No existen diferencias importantes en la composición de los granates de rocas eclogíticas y de las de anfibolitas granatíferas. La composición química de la roca original determina la composición de la pareja granate-onfaquita, aunque el efecto sobre esta última es mucho más débil que sobre el granate. La zonación de los granates es de tendencia normal, pero poco pronunciada en casi todos los casos.

Las condiciones de formación de las paragénesis eclogíticas, calculadas a partir de la distribución de Fe-Mg entre parejas coexistentes de granate y onfaquita, pueden estimarse en $465 \pm 25^{\circ} \text{C}$, en el momento de la finalización del crecimiento de los granates. El comienzo de la cristalización del granate debió tener lugar, aproximadamente, a una temperatura-

inferior en 60°C a la anterior. Las condiciones de presión, estimadas a partir del equilibrio $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$, han sido de $11 \pm 0,5 \text{ Kb}$.

En las anfibolitas epidóticas la ausencia de granate se justifica por una inapropiada composición de la roca (alta relación $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$), junto a un elevado estado de oxidación y una alta actividad del H_2O .

En las rocas metapelíticas, las condiciones de alta presión y relativamente baja temperatura de la primera fase de metamorfismo no han sido idóneas para la formación del granate. Sin embargo, tiene lugar la inestabilización de porfiroblastos prealpinos de biotita que dan lugar a la formación de agregados de granates. También se forman algunos granates a partir de cristales prealpinos de estaurolita. La composición de los granates antes mencionados (Alm 82 Sps 1 Prp 11 Grs 6) revela que la cristalización del granate ha tenido lugar en un microsistema estrictamente controlado por la composición del porfiroblasto original.

Durante la segunda fase de metamorfismo alpino tiene lugar la principal etapa de blastesis de granate en las rocas metapelíticas del Manto del Mulhacén. Con carácter sincinemático o postcinemático, respecto a la fase principal de deformación (D_2), se desarrollan una gran variedad de disposiciones texturales, que dependen de la naturaleza del entorno en que crece el granate (relación cuarzo/filosilicatos), del tipo de deformación de la matriz, del proceso de nucleación y de la velocidad de crecimiento.

Los granates son predominantemente almandínicos, con una composición media Alm 70 Sps 2 Prp 12 Grs 17, pero con variaciones individuales bastante importantes, en algunos casos, respecto a estos valores. Las condiciones de temperatura relativamente elevada de la segunda fase alpina, determina una mayor proporción de piropro y una disminución de espesartina en el granate; esta última, fundamentalmente, como consecuencia del-

aumento modal de granate. La composición de la roca condiciona el contenido en grosularia del granate. En rocas con una elevada concentración en CaO los granates tienen una alta proporción de Ca y muestran zonación de tipo normal, poco acentuada. En rocas muy poco CaO, los granates contienen cantidades inferiores en CaO al 5% y poseen zonación muy pronunciada, en bastantes casos, con irregularidades y fluctuaciones de gran magnitud, que están causadas por la existencia de importantes oscilaciones en la disponibilidad de Ca. La proporción de Mg y de Fe en los granates de la segunda fase está determinada por varios hechos: a) cantidad de Ca+Mn incorporada al granate, b) relación $Mg/Mg+Fe^{2+}$ y estado de oxidación de la roca, c) minerales ferromagnesianos coexistentes con el granate y d) temperatura y momento de nucleación y cese del crecimiento.

En los gneises, los granates son escasos. Su composición es, en líneas generales, semejante a los de las rocas metapelíticas, pero con una menor relación Mg/Fe, debido a la coexistencia de biotita.

En la serie metapelítica de la cobertera existen intercalaciones de naturaleza carbonatada o mixta (pelítico-carbonatada). Contienen granates de características texturales análogas a los de las metapelitas. Su composición media es Alm 61 Sps 3 Prp 8 Grs 29. La composición química y la zonación de estos granates es el resultado de la convergencia de varios mecanismos que operan simultánea o subsecuentemente. La composición química de la roca determina la elevada concentración de Ca y, parcialmente, la cantidad de Mn. El límite superior de admisión de Ca en el granate viene impuesto por el grado de miscibilidad del componente grosularia en el almandino. La zonación y los rasgos texturales de estos granates revelan un crecimiento sintectónico de la mayor parte de los granates durante el cual existen pequeñas fluctuaciones locales y/o temporales en la disponibilidad de Ca que están relacionadas con variacio-

nes de PCO_2 y con la existencia de reacciones continuas y discontinuas que implican al granate, a carbonatos y/o silicatos con Ca.

La presencia de concentraciones de granates espesartínicos asociados a óxidos de Fe y Ti, en niveles de micasquistos y micacitas de la cobertera, se debe a la existencia de composiciones originales muy especiales, caracterizadas por elevadas concentraciones de MnO, que son entre 35 y 170 veces superiores a las normales en rocas pelíticas. Los valores de la fO_2 en estos niveles ($-\log fO_2 = 18-23$) determinan la inestabilidad del granate almandínico y favorecen la incorporación de grandes cantidades de Mn en el granate.

Como conclusión general puede establecerse que la composición y la zonación de un mineral de quimismo complejo como es el del granate resulta de la interacción de un amplio número de factores y de procesos tales como: composición de la roca, presión, temperatura, fugacidad de oxígeno, velocidad de difusión de los componentes en el sistema, reacciones en que participa el granate, composición de los minerales coexistentes, etc. De todos ellos, la composición de la roca huésped es el más determinante. También conviene resaltar la individualidad mostrada por algunos de los granates en las rocas estudiadas, donde cada cristal de una misma lámina puede tener una textura, composición y zonación suficientemente diferenciadas de los demás, como consecuencia de su desarrollo en microsistemas particulares.

IX
A P E N D I C E S

APENDICE I

MODELOS DE NUCLEACION Y CRECIMIENTO DE GRANATES.

Varios autores (Galwey y Jones, 1963, 1966; Jones y Galwey, 1964, 1966; Kretz, 1966, 1973, 1974) han sugerido que la distribución de los tamaños de los cristales de un mineral puede proporcionar información sobre la cinética de los procesos de nucleación y crecimiento. El granate es, por su casi esfericidad, uno de los minerales más apreciados con tal fin.

En sus investigaciones, Galwey y Jones (op.cit.) consideraron diferentes modelos de nucleación y crecimiento partiendo del principio de que la nucleación no fue instantánea y que, por tanto, la distribución de tamaños de los cristales refleja la velocidad de nucleación. Este punto de vista está actualmente muy apoyado por datos de tipo químico. Los ejemplos estudiados por los mencionados autores les permitieron concluir que durante las etapas iniciales la nucleación estaba acelerada por el aumento progresivo de temperatura durante el proceso. Estimaron la distribución de tamaños en términos de la velocidad de crecimiento, mediante una relación de tipo:

$$dr / dt = k / t^{\alpha}, \quad \text{donde } \underline{k} \text{ y } \underline{\alpha} \text{ son constantes.}$$

Para la velocidad de nucleación propusieron una compleja ecuación del tipo:

$$dn / dr = k (100 - n)^x n^y, \quad \text{donde } \underline{k}, \underline{x} \text{ e } \underline{y} \text{ son constantes, y } \underline{n} \text{ es el número de cristales, expresado en porcentaje de una clase de tamaño, más la suma de todos los cristales de tamaño inferior.}$$

Al representar $\log [n / (100 - n)]$ frente al radio (r) de un determinado tamaño, encontraron una relación lineal y determinaron experimentalmente que $x = y = 1$.

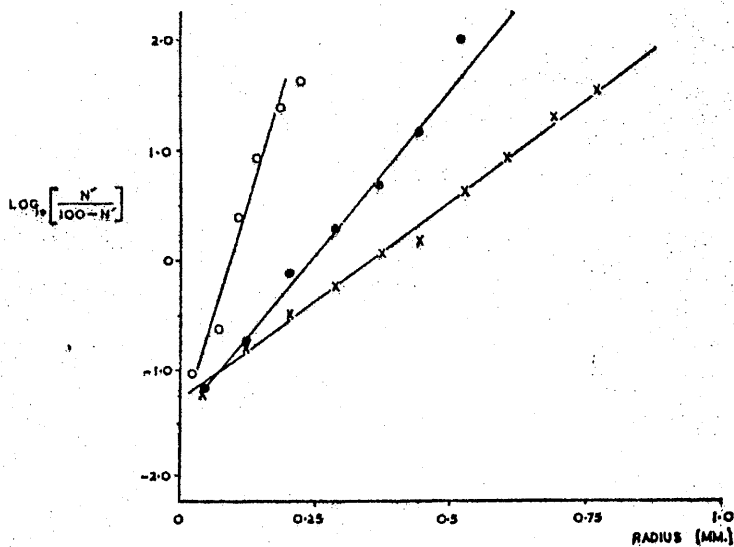


Fig. A.I.1. Representaciones gráficas típicas de $\log n/(100-n)$ frente al radio (r) (Galwey y Jones, 1966).

El radio r_1 se define como el radio para el que $d^2 n/dr^2 = 0$ y puede considerarse como una medida del radio medio de los cristales en la muestra. La pendiente (k) de la recta antes mencionada proporciona, para un radio medio particular (r), una medida del grado de distribución de tamaños en torno a este valor.

El producto $k.r$ determina un número adimensional K que mide el grado relativo de la distribución de tamaños, corregido para un radio medio unitario. El parámetro K permite, por tanto, la comparación cuantitativa de las distribuciones de tamaños entre muestras de diferentes tamaños medios de cristales. Galwey y Jones (op.cit.), tras el estudio de muestras procedentes de aureolas de metamorfismo térmico adyacentes a intrusiones de diferentes temperaturas, sugirieron que K está relacionada con la velocidad de calentamiento, y que, por tanto, podría proporcionar una información de tipo regional.

Más recientemente, Kretz (1966, 1973, 1974) ha desarrollado otros modelos sobre la ecuación de la velocidad de cristalización de granate en rocas metamórficas combinando una expresión para la velocidad de crecimiento con otra para la velocidad de nucleación. Los modelos de crecimiento considerados son los siguientes:

$$(1) \quad dr / dt = k_1$$

$$(2) \quad da / dt = k_2$$

$$(3) \quad dv / dt = k_3$$

donde r , a y v son, respectivamente, el radio medio, el área y el volumen del cristal; t el tiempo y k_1 , k_2 y k_3 son constantes.

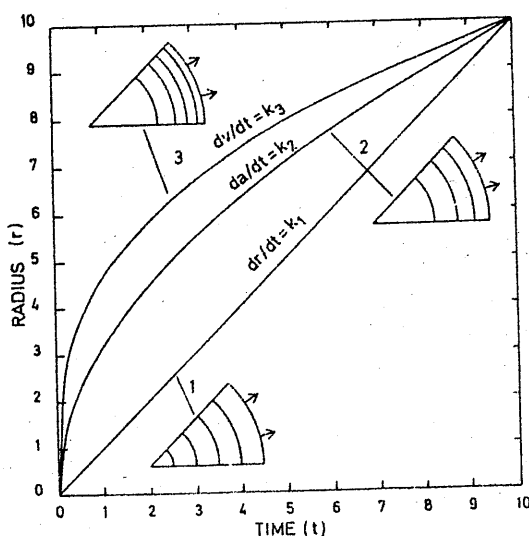


Fig. A.I.2. Modelos de crecimiento de cristales de granate según Kretz (1973,1974)

Como se observa en la Fig. A.I.2., en el modelo (1) el radio aumenta en incrementos iguales en función del tiempo (corresponde a crecimiento controlado por la superficie de reacción); en el modelo (2) aumenta a intervalos ligeramente decrecientes y en el modelo (3) aumenta a intervalos fuertemente decrecientes (crecimiento controlado por la difusión).

La forma de la ecuación de nucleación ha sido deducida por Kretz (op.cit.) a partir de la distribución de los tamaños de los cristales y de la forma de la ecuación de crecimiento. Las ecuaciones de las curvas de nucleación en los modelos considerados son las siguientes:

$$(A) \quad n = 100$$

$$(B) \quad n = (100 / t_m) \cdot t$$

$$(C) \quad n = (100 / t_m^2) \cdot t^2$$

$$(D) \quad n = 50 \left[\text{sen} (t \cdot \pi / t_m + 1,5 \pi) + 1 \right]$$

donde n es el porcentaje de cristales en un volumen de roca, t el tiempo, $t_m = r_m / k_1$ (r_m = radio medio del cristal mayor de la población y k_1 = constante de velocidad).

En el modelo (A) la nucleación es instantánea, en el (B) la nucleación continúa durante el proceso de cristalización, de tal modo que un número constante de cristales surgen por unidad de tiempo. En el modelo (C) el número de cristales por unidad de tiempo aumenta a medida que este transcurre, y en el modelo (D) la distribución de tamaños es unimodal y simétrica respecto a la media, originando curvas acumulativas sigmoidales. Estos modelos se ilustran en la Fig. A.I.3., en la que se ha escogido el radio como medida del cristal, y se supone un modelo de crecimiento del tipo (1).

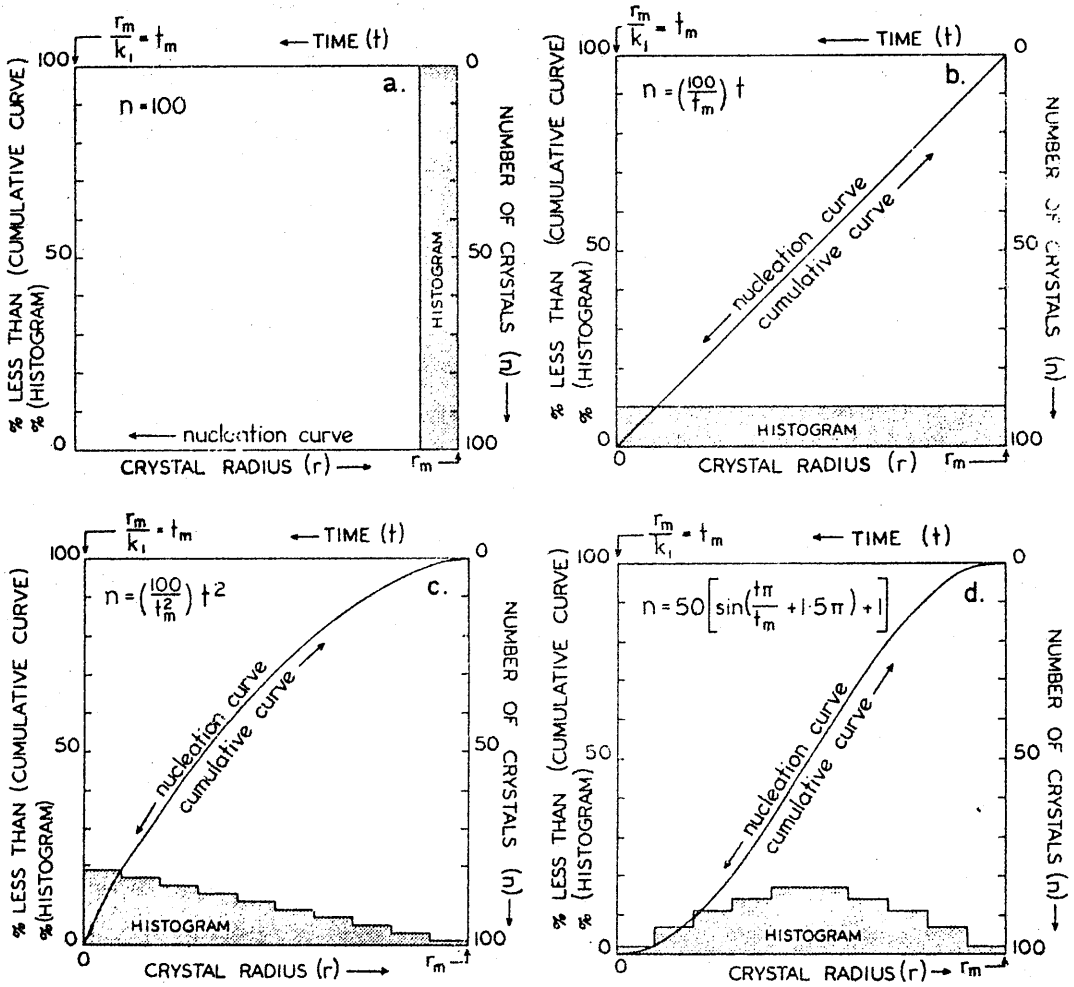


Fig. A.I.3. Modelos de nucleación A,B,C,D basados en una hipotética distribución del tamaño de los cristales según muestran los respectivos histogramas (Kretz, 1974).

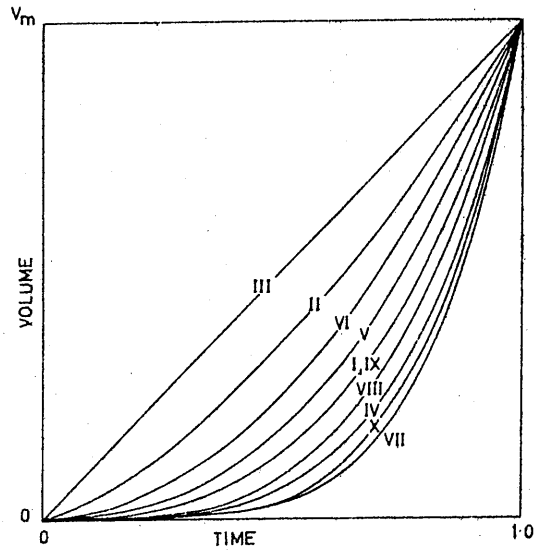
Diferentes combinaciones entre las ecuaciones de la velocidad de crecimiento y de nucleación dan lugar a los modelos de la velocidad de cristalización I a X que se muestran en la Fig. A.I.4. Variaciones importantes en la forma de las ecuaciones de nucleación y crecimiento producen relativamente poca variación en la forma de la ecuación de la velocidad de cristalización. Los modelos más reales, a juzgar por la información disponible sobre la distribución de tamaños de los cristales en rocas, -

son los modelos B y D (utilizando el radio como medida de tamaño) y el C (utilizando el radio o el área), es decir los modelos IV, VII, VIII y X de la Fig. A.I.4. Todos ellos son similares respecto al volumen de granate producido por unidad de volumen de roca, el cual puede estimarse como una función del tiempo elevado a un exponente que varía entre 3,5 y 5.

	Modelo de crecimiento		
	1	2	3
A	I	II	III
B	IV*	V	VI
C	VII*	VIII*	IX
D	X*		

(*) Modelos más probables

(a)



(b)

Fig.A.I.4. (a) Combinación de los modelos de crecimiento 1 a 3 con los de nucleación A a D para producir los modelos de la velocidad de cristalización I a X.

(b) Comparación de los modelos de la velocidad de cristalización (Kretz, 1974).

1-2. Monthly and quarterly (Q1-Q4) on grounds of 1987-88

	Q1	Q2	Q3	Q4	Q1	Q2
1	10.00	11.50	12.50	13.50	14.50	15.50
2	16.00	17.50	18.50	19.50	20.50	21.50
3	22.00	23.50	24.50	25.50	26.50	27.50
4	28.00	29.50	30.50	31.50	32.50	33.50
5	34.00	35.50	36.50	37.50	38.50	39.50
6	40.00	41.50	42.50	43.50	44.50	45.50
7	46.00	47.50	48.50	49.50	50.50	51.50
8	52.00	53.50	54.50	55.50	56.50	57.50
9	58.00	59.50	60.50	61.50	62.50	63.50
10	64.00	65.50	66.50	67.50	68.50	69.50
11	70.00	71.50	72.50	73.50	74.50	75.50
12	76.00	77.50	78.50	79.50	80.50	81.50
13	82.00	83.50	84.50	85.50	86.50	87.50
14	88.00	89.50	90.50	91.50	92.50	93.50
15	94.00	95.50	96.50	97.50	98.50	99.50
16	100.00	101.50	102.50	103.50	104.50	105.50
17	106.00	107.50	108.50	109.50	110.50	111.50
18	112.00	113.50	114.50	115.50	116.50	117.50
19	118.00	119.50	120.50	121.50	122.50	123.50
20	124.00	125.50	126.50	127.50	128.50	129.50
21	130.00	131.50	132.50	133.50	134.50	135.50
22	136.00	137.50	138.50	139.50	140.50	141.50
23	142.00	143.50	144.50	145.50	146.50	147.50
24	148.00	149.50	150.50	151.50	152.50	153.50
25	154.00	155.50	156.50	157.50	158.50	159.50
26	160.00	161.50	162.50	163.50	164.50	165.50
27	166.00	167.50	168.50	169.50	170.50	171.50
28	172.00	173.50	174.50	175.50	176.50	177.50
29	178.00	179.50	180.50	181.50	182.50	183.50
30	184.00	185.50	186.50	187.50	188.50	189.50
31	190.00	191.50	192.50	193.50	194.50	195.50
32	196.00	197.50	198.50	199.50	200.50	201.50
33	202.00	203.50	204.50	205.50	206.50	207.50
34	208.00	209.50	210.50	211.50	212.50	213.50
35	214.00	215.50	216.50	217.50	218.50	219.50
36	220.00	221.50	222.50	223.50	224.50	225.50
37	226.00	227.50	228.50	229.50	230.50	231.50
38	232.00	233.50	234.50	235.50	236.50	237.50
39	238.00	239.50	240.50	241.50	242.50	243.50
40	244.00	245.50	246.50	247.50	248.50	249.50
41	250.00	251.50	252.50	253.50	254.50	255.50
42	256.00	257.50	258.50	259.50	260.50	261.50
43	262.00	263.50	264.50	265.50	266.50	267.50
44	268.00	269.50	270.50	271.50	272.50	273.50
45	274.00	275.50	276.50	277.50	278.50	279.50
46	280.00	281.50	282.50	283.50	284.50	285.50
47	286.00	287.50	288.50	289.50	290.50	291.50
48	292.00	293.50	294.50	295.50	296.50	297.50
49	298.00	299.50	300.50	301.50	302.50	303.50
50	304.00	305.50	306.50	307.50	308.50	309.50
51	310.00	311.50	312.50	313.50	314.50	315.50
52	316.00	317.50	318.50	319.50	320.50	321.50
53	322.00	323.50	324.50	325.50	326.50	327.50
54	328.00	329.50	330.50	331.50	332.50	333.50
55	334.00	335.50	336.50	337.50	338.50	339.50
56	340.00	341.50	342.50	343.50	344.50	345.50
57	346.00	347.50	348.50	349.50	350.50	351.50
58	352.00	353.50	354.50	355.50	356.50	357.50
59	358.00	359.50	360.50	361.50	362.50	363.50
60	364.00	365.50	366.50	367.50	368.50	369.50
61	370.00	371.50	372.50	373.50	374.50	375.50
62	376.00	377.50	378.50	379.50	380.50	381.50
63	382.00	383.50	384.50	385.50	386.50	387.50
64	388.00	389.50	390.50	391.50	392.50	393.50
65	394.00	395.50	396.50	397.50	398.50	399.50
66	400.00	401.50	402.50	403.50	404.50	405.50
67	406.00	407.50	408.50	409.50	410.50	411.50
68	412.00	413.50	414.50	415.50	416.50	417.50
69	418.00	419.50	420.50	421.50	422.50	423.50
70	424.00	425.50	426.50	427.50	428.50	429.50
71	430.00	431.50	432.50	433.50	434.50	435.50
72	436.00	437.50	438.50	439.50	440.50	441.50
73	442.00	443.50	444.50	445.50	446.50	447.50
74	448.00	449.50	450.50	451.50	452.50	453.50
75	454.00	455.50	456.50	457.50	458.50	459.50
76	460.00	461.50	462.50	463.50	464.50	465.50
77	466.00	467.50	468.50	469.50	470.50	471.50
78	472.00	473.50	474.50	475.50	476.50	477.50
79	478.00	479.50	480.50	481.50	482.50	483.50
80	484.00	485.50	486.50	487.50	488.50	489.50
81	490.00	491.50	492.50	493.50	494.50	495.50
82	496.00	497.50	498.50	499.50	500.50	501.50
83	502.00	503.50	504.50	505.50	506.50	507.50
84	508.00	509.50	510.50	511.50	512.50	513.50
85	514.00	515.50	516.50	517.50	518.50	519.50
86	520.00	521.50	522.50	523.50	524.50	525.50
87	526.00	527.50	528.50	529.50	530.50	531.50
88	532.00	533.50	534.50	535.50	536.50	537.50
89	538.00	539.50	540.50	541.50	542.50	543.50
90	544.00	545.50	546.50	547.50	548.50	549.50
91	550.00	551.50	552.50	553.50	554.50	555.50
92	556.00	557.50	558.50	559.50	560.50	561.50
93	562.00	563.50	564.50	565.50	566.50	567.50
94	568.00	569.50	570.50	571.50	572.50	573.50
95	574.00	575.50	576.50	577.50	578.50	579.50
96	580.00	581.50	582.50	583.50	584.50	585.50
97	586.00	587.50	588.50	589.50	590.50	591.50
98	592.00	593.50	594.50	595.50	596.50	597.50
99	598.00	599.50	600.50	601.50	602.50	603.50
100	604.00	605.50	606.50	607.50	608.50	609.50

Tabla A.II.1. Análisis químicos puntuales (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	1(c)	1(m)	1(p)	2(c)	2(m)	2(p)
SiO ₂	37.86	37.70	37.55	37.51	37.29	37.58
Al ₂ O ₃	19.77	19.45	19.99	19.45	19.41	19.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
TiO ₂	0.23	0.32	0.26	0.14	0.07	0.24
FeO	29.43	29.10	31.47	28.27	28.26	30.17
MnO	3.15	1.90	0.94	3.31	2.81	1.77
MgO	0.72	1.08	0.89	0.78	0.76	1.02
CaO	8.53	9.57	8.71	8.94	9.86	8.98
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.69	99.12	99.83	98.40	98.46	99.07
Alm	65.64	64.37	69.67	63.57	62.67	66.62
Sps	7.12	4.26	2.11	7.54	6.31	3.96
Prp	2.86	4.26	3.51	3.13	3.00	4.02
Grs	24.37	27.12	24.71	25.76	28.01	25.40
	3(c)	3(m)	3(p)	4(c)	4(m)	4(p)
SiO ₂	37.96	37.53	37.82	38.00	37.95	37.64
Al ₂ O ₃	19.93	20.57	20.78	21.24	20.86	21.26
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO ₂	0.48	0.00	0.18	0.00	0.17	0.24
FeO	28.31	28.63	30.48	27.22	28.09	29.97
MnO	2.75	3.12	1.87	3.62	3.61	1.54
MgO	0.90	0.82	0.90	0.71	0.75	1.10
CaO	9.18	9.43	8.00	9.66	8.93	8.63
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.58	100.10	100.03	100.46	100.36	100.38
Alm	63.67	63.15	68.92	61.13	63.09	67.28
Sps	6.27	6.97	4.28	8.24	8.21	3.50
Prp	3.61	3.22	3.63	2.84	3.00	4.40
Grs	26.45	26.65	23.17	27.79	25.70	24.82

Micasquistos con Grt y Cld.- 1: NV-364.1; 2: NV-364.2; 3: NV-370.1; 4: NV-370.2
(c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A,II.2. Análisis químicos (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	5(c)	5(m)	5(m)	5(p)	6(c)	6(m)	6(p)
SiO ₂	37.24	37.00	37.47	36.84	37.01	36.78	36.88
Al ₂ O ₃	20.57	20.21	21.00	20.20	20.35	20.19	20.35
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.11	0.08	0.09	0.06	0.13	0.15	0.12
FeO	30.66	34.45	33.71	35.19	31.15	30.92	31.86
MnO	3.22	2.06	1.81	2.07	2.79	2.72	2.52
MgO	1.16	1.55	1.54	1.53	1.34	1.29	1.38
CaO	7.00	4.16	4.34	3.73	6.92	7.37	6.39
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.06	0.00
Total	99.96	99.51	100.09	99.72	99.75	99.48	99.50
Alm	68.20	77.19	76.88	78.56	68.87	68.08	70.71
Sps	7.25	4.68	4.18	4.68	6.25	6.07	5.66
Prp	4.60	6.19	6.26	6.09	5.28	5.06	5.46
Grs	19.95	11.94	12.68	10.67	19.60	20.79	18.17
	7(c)	7(m)	7(m)	7(p)	8(c)	8(m)	8(p)
SiO ₂	37.32	37.30	37.61	37.76	37.61	37.86	37.66
Al ₂ O ₃	20.67	20.91	20.65	21.21	20.69	20.81	20.84
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00
TiO ₂	0.19	0.16	0.10	0.05	0.16	0.19	0.11
FeO	27.33	30.44	33.13	33.70	27.54	27.97	31.71
MnO	3.48	1.51	0.32	0.10	3.92	2.87	1.15
MgO	0.70	0.92	1.07	1.17	0.76	0.82	1.03
CaO	9.68	8.71	6.70	6.22	9.07	9.61	7.17
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.07	0.14	0.00	0.07
Total	99.42	99.95	99.58	100.28	100.21	100.13	99.74
Alm	61.41	67.99	75.39	76.84	61.91	62.64	72.24
Sps	7.92	3.42	0.74	0.23	8.93	6.51	2.65
Prp	2.80	3.66	4.34	4.76	3.05	3.27	4.18
Grs	27.87	24.93	19.53	18.17	26.12	27.57	20.93

Micasquistos con Grt y Cld.- 5: NV-404.1; 6: NV-404.2; 7: NV-429.1; 8: NV-429.2.
(c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.II.3. Análisis químicos (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	9(c)	9(m)	9(p)	10(c)	10(m)	11(p)
SiO ₂	38.22	37.69	37.85	37.89	37.89	37.58
Al ₂ O ₃	21.13	21.49	21.36	21.39	21.64	21.34
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.17	0.13	0.00	0.09	0.12	0.06
FeO	25.53	27.39	31.97	27.66	28.83	29.90
MnO	4.04	2.59	1.36	2.43	1.83	1.32
MgO	0.60	0.77	1.02	0.59	0.81	0.84
CaO	10.12	9.48	5.88	9.54	8.76	8.37
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.81	99.54	99.44	99.59	99.88	99.41
Alm	58.48	62.92	74.87	63.74	66.50	68.80
Sps	9.37	6.03	3.23	5.67	4.28	3.08
Prp	2.45	3.15	4.26	2.42	3.33	3.45
Grs	29.70	27.90	17.64	28.17	25.89	24.68
	11(c)	11(m)	11(p)	12(c)	12(m)	12(p)
SiO ₂	38.11	38.01	37.75	37.78	37.90	37.95
Al ₂ O ₃	21.09	20.59	21.12	20.65	20.74	20.91
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.09	0.17	0.12	0.16	0.17	0.07
FeO	28.60	29.57	31.90	28.52	29.66	33.75
MnO	4.06	1.75	0.91	3.31	2.12	1.04
MgO	0.83	0.81	1.00	0.68	0.70	0.97
CaO	7.91	9.54	7.55	8.74	8.95	5.69
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	100.44	100.42	99.84	100.24	100.38
Alm	64.52	65.70	72.05	64.41	66.62	77.02
Sps	9.28	3.94	2.08	7.57	4.82	2.40
Prp	3.34	3.21	4.03	2.74	2.80	3.95
Grs	22.86	27.16	21.84	25.29	25.76	16.63

Micasquistos con Grt y Cld.- 9: NV-432.1; 10: NV-432.2; Micasquistos granatíferos.-
 11: NV-374.1; 12: NV-374.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.II.4. Análisis químicos (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	13(c)	13(m)	13(p)	14(c)	14(m)	14(p)
SiO ₂	38.00	38.04	37.80	38.04	37.97	38.04
Al ₂ O ₃	21.24	21.03	21.12	20.62	20.92	21.34
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.10	0.09	0.06	0.10	0.06	0.09
FeO	31.86	33.03	33.13	32.49	32.65	32.89
MnO	1.25	0.90	0.60	0.95	0.55	0.40
MgO	2.14	2.62	2.66	2.07	2.46	2.66
CaO	5.90	4.54	4.61	5.84	5.48	4.55
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
Total	100.55	100.30	99.98	100.14	100.09	99.99
Alm	71.60	74.34	74.64	72.81	73.19	74.98
Spa	2.85	2.05	1.37	2.16	1.25	0.97
Prp	8.57	10.51	10.68	8.27	9.83	10.81
Grs	16.99	13.09	13.31	16.77	15.74	13.29
	15(c)	15(m)	15(p)	16(c)	16(m)	16(p)
SiO ₂	37.67	37.80	37.27	37.53	37.83	37.98
Al ₂ O ₃	20.50	21.43	21.33	21.08	21.10	21.08
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.26	0.05	0.00
FeO	27.29	29.11	34.85	28.10	30.83	34.28
MnO	6.10	2.19	0.46	3.91	1.29	0.42
MgO	0.83	0.87	1.47	0.53	0.95	1.34
CaO	6.88	8.36	4.25	7.95	7.22	4.04
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.27	99.76	99.67	99.36	99.27	99.14
Alm	62.36	66.78	80.33	65.06	71.56	81.10
Sp	14.12	5.09	1.07	9.17	3.03	1.01
Prp	3.38	3.56	6.04	2.19	3.93	5.65
Grs	20.14	24.57	12.55	23.58	21.47	12.25

Micasquistos granatíferos.- 13: NV-407.1; 14: NV-407.2; 15: NV-423.1; 16: NV-423.2.
(c) centro; (m) zona media; (p) periferia,

Tabla A.II.5. Análisis químicos (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	23(c)	23(m)	23(p)	24(c)	24(m)	24(m)	24(p)
SiO ₂	37.98	37.20	37.11	37.70	37.80	38.52	38.12
Al ₂ O ₃	20.79	20.86	20.99	20.90	20.81	21.05	21.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.21	0.11	0.14	0.15	0.13	0.03	0.03
FeO	28.37	31.32	30.97	29.24	28.65	26.43	26.76
MnO	1.14	0.17	0.05	0.00	0.00	0.00	0.34
MgO	1.28	1.29	1.30	1.17	1.50	2.65	1.97
CaO	9.79	8.39	8.74	10.35	10.34	10.83	10.86
Na ₂ O	0.09	0.07	0.06	0.00	0.05	0.06	0.00
Total	99.65	99.41	99.36	99.51	99.28	99.57	99.31
Alm	63.97	70.32	69.54	65.58	64.28	58.70	60.10
Sps	2.60	0.39	0.11	0.00	0.00	0.00	0.77
Prp	5.14	5.16	5.20	4.68	6.00	10.49	7.89
Grs	28.28	24.13	25.14	29.74	29.72	30.81	31.25
	18(c)	18(m)	18(m)	18(p)	19(c)	19(m)	19(p)
SiO ₂	37.37	37.25	37.34	36.92	37.87	38.17	37.39
Al ₂ O ₃	20.35	20.23	20.44	20.11	20.50	20.82	20.66
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.11
TiO ₂	0.10	0.07	0.07	0.09	0.06	0.04	0.11
FeO	31.96	34.11	36.14	35.68	28.46	27.03	29.84
MnO	1.68	1.13	0.28	0.11	0.19	0.30	0.41
MgO	1.08	1.36	2.26	2.13	0.62	1.64	1.84
CaO	7.36	5.62	3.70	4.25	12.02	11.39	8.83
Na ₂ O	0.06	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.96	99.82	100.26	99.29	99.79	99.39	99.19
Alm	71.00	76.00	79.97	79.23	63.02	60.27	66.54
Sps	3.78	2.55	0.63	0.25	0.43	0.68	0.93
Prp	4.28	5.40	8.91	8.43	2.45	6.52	7.31
Grs	20.95	16.04	10.49	12.09	34.10	32.54	25.23

Micasquistos con feldespato y granate.- 23: NV-402.1; 24: NV-402.2; 18: NV-355.1; 19: NV-355.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.II.6. Análisis químicos (M.E.) de granates del manto del Veleta.

	20(c)	20(m)	20(p)	21(c)	21(m)	21(m)
SiO ₂	37,43	37.24	36.87	37.57	37.56	37,34
Al ₂ O ₃	20,27	20.45	20.45	20.69	20.77	20.89
Cr ₂ O ₃	0,19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0,25	0.06	0.11	0.17	0.20	0,14
FeO	31,07	36.24	32.45	30.37	31.14	33.29
MnO	2,01	0.97	0.19	0.35	0.10	0,00
MgO	1,17	2.54	1.23	0.99	1.14	1,57
CaO	7,38	2.32	8.06	9.03	8.71	6,29
Na ₂ O	0,16	0.10	0.00	0.13	0.09	0,00
Total	99.93	99.92	99.36	99.30	99.61	99.52
Alm	69.59	81.03	71.85	68.93	70.08	75.41
Sps	4,56	2.20	0.43	0.81	0.23	0.00
Prp	4,67	10.12	4.86	4.00	4.57	6,34
Grs	21.18	6.65	22.87	26.26	25.12	18.25
	21(p)	22(c)	22(m)	22(m)	22(p)	22(p)
SiO ₂	37.80	37.38	37.30	37.00	37.62	37.87
Al ₂ O ₃	20.86	20.55	20.76	20.77	20.87	20.79
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.10	0.24	0.14	0.13	0.09	0.07
FeO	33.46	26.87	32.07	35.04	33.18	33.77
MnO	0.00	4.12	0.98	0.35	0.12	0.06
MgO	2.07	0.69	1.32	1.89	2.11	1.95
CaO	5.43	9.18	6.59	4.26	5.61	5.15
Na ₂ O	0.10	0.08	0.10	0.08	0.11	0.10
Total	99.82	99.11	99.26	99.52	99.71	99.76
Alm	75.86	61.02	73.12	79.24	74.98	76.92
Sps	0.00	9.48	2.26	0.80	0.27	0.14
Prp	8.37	2.79	5.36	7.62	8.50	7.92
Grs	15.77	26.71	19.25	12.34	16.24	15.03

Micasquistos con feldespato y granate.- 20: NV-355.3; 21: NV-394.1; 22: NV-394.2
(c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-1.1. Análisis químicos (M.E.) de granates de tipo idioblástico del zócalo del manto del Mulhacén.

	1(c)	1(m)	1(m)	1(p)	2(h)
SiO ₂	36.24	36.70	36.83	37.08	36.65
Al ₂ O ₃	20.47	20.46	20.93	20.55	21.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.07	nd
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	nd
FeO	35.07	35.07	35.10	35.27	33.27
MnO	5.31	5.21	5.20	4.82	5.73
MgO	1.43	1.43	1.44	1.62	1.69
CaO	0.99	1.01	1.02	0.99	1.10
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	nd
Total	99.51	99.93	100.52	100.40	99.64
Alm	79.23	79.36	79.34	79.60	76.49
Sps	12.15	11.94	11.90	11.02	13.35
Prp	5.76	5.77	5.80	6.52	6.92
Grs	2.87	2.93	2.95	2.86	3.24
	3(c)	3(m)	3(p)	4(h)	5(h)
SiO ₂	36.15	36.87	36.90	36.68	36.02
Al ₂ O ₃	20.96	20.61	20.80	22.49	22.20
Cr ₂ O ₃	0.13	0.00	0.07	nd	nd
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	nd	nd
FeO	33.02	32.99	33.80	33.29	33.59
MnO	6.97	6.97	6.69	4.99	4.57
MgO	1.36	1.35	1.36	1.59	1.63
CaO	1.20	1.18	1.27	0.96	0.99
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	nd	nd
Total	99.84	99.97	100.89	100.00	99.00
Alm	74.98	75.03	75.74	78.51	79.24
Sps	16.03	16.05	15.18	11.91	10.91
Prp	5.50	5.47	5.43	6.68	6.85
Grs	3.49	3.44	3.65	2.90	3.00

1: NV-275; 2: NV-274; 3: PCC; 4: NV-273.1; 5: NV-273.2.

(c) centro; (m) zona media; (p) periferia; (h) conjunto del cristal.

Tabla A.III-1.1(Continuación).

	6(c)	6(m)	6(m)	6(p)	7(c)
SiO ₂	36.35	36.64	36.91	36.07	36.67
Al ₂ O ₃	20.67	20.61	20.52	20.72	20.79
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.06	0.00	nd
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	34.33	33.97	34.49	34.39	33.58
MnO	5.13	5.05	4.78	5.00	6.15
MgO	1.47	1.54	1.57	1.47	1.63
CaO	1.10	1.17	1.13	1.17	1.15
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	nd
Total	99.16	98.98	99.46	98.82	100.00
Alm	78.82	78.40	79.15	78.92	76.00
Sps	11.93	11.80	11.11	11.62	14.09
Prp	6.02	6.34	6.42	6.01	6.57
Grs	3.24	3.46	3.32	3.44	3.33
	7(p)	8(c)	8(p)	9(c)	9(p)
SiO ₂	36.34	35.04	36.65	36.26	36.25
Al ₂ O ₃	21.11	22.43	20.84	21.21	21.22
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.05	0.03	0.01	0.03	0.03
FeO	34.36	30.62	37.57	33.80	35.31
MnO	4.83	9.56	2.27	5.85	3.88
MgO	2.08	1.43	1.74	1.59	1.93
CaO	1.23	0.90	0.92	1.26	1.38
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Alm	77.15	69.59	85.11	76.50	79.45
Sps	10.99	22.00	5.21	13.42	8.84
Prp	8.33	5.79	7.02	6.43	7.72
Grs	3.52	2.62	2.67	3.65	3.99

6: NVC-14; 7: NV-294; 8: NV-296; 9: NVC-13. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. (Los análisis 7,8 y 9 han sido recalculados a un total de 100).

Tabla A.III-1.2. Análisis químicos (M.E.) de granates 'en agregados' del zócalo del manto del Mulhacén.

	10(c)	10(m)	10(p)	11(c)	11(p)	12(c)	12(p)		
SiO ₂	37.39	37.04	37.77	36.65	36.85	36.36	36.85		
Al ₂ O ₃	20.42	21.07	20.99	21.49	21.43	21.82	21.37		
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.08	nd	nd	nd	nd		
TiO ₂	0.62	0.09	0.08	0.16	0.02	0.12	0.08		
FeO	34.50	36.98	37.03	33.00	37.27	32.96	37.56		
MnO	0.25	0.71	0.43	0.59	0.69	0.48	0.59		
MgO	2.98	3.39	3.24	2.46	2.81	2.54	2.61		
CaO	3.90	1.29	0.88	5.65	0.93	5.71	0.94		
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	nd	nd	nd	nd		
Total	100.11	100.64	100.50	100.00	100.00	100.00	100.00		
Alm	76.56	81.46	83.46	72.96	84.37	72.76	85.34		
Sps	0.56	1.58	0.98	1.33	1.58	1.07	1.35		
Prp	11.79	13.31	13.02	9.71	11.35	10.01	10.56		
Grs	11.08	3.64	2.54	16.00	2.70	16.16	2.75		
	13(c)	13(p)	14(c)	14(p)	15(c)	15(p)	16(c)	16(p)	
SiO ₂	36.00	35.82	37.78	37.74	37.67	36.60	37.31	37.29	
Al ₂ O ₃	21.98	22.41	20.35	20.50	21.54	21.63	20.96	20.98	
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
TiO ₂	0.32	0.07	0.17	0.06	0.09	0.06	0.03	0.03	
FeO	37.65	37.87	34.72	38.19	35.98	37.78	35.24	39.08	
MnO	0.07	0.06	0.08	0.10	0.34	0.79	0.91	0.22	
MgO	3.50	3.42	1.90	2.30	2.88	2.59	1.30	1.91	
CaO	0.48	0.35	5.00	1.10	2.49	0.54	4.25	0.49	
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Alm	84.47	85.16	77.86	87.17	80.57	86.08	80.24	90.10	
Sps	0.16	0.13	0.19	0.24	0.78	1.82	2.09	0.52	
Prp	13.99	13.70	7.58	9.36	11.51	10.52	5.26	7.84	
Grs	1.39	1.01	14.37	3.23	7.14	1.58	12.40	1.45	

10: PCC; 11: NV-294; 12: NVC-10; 13: NV-296; 14: NVC-14; 15: NV-82; 16: NVC-14 (desarrollado en torno a estauroilita). (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. (Los análisis 11 a 16 han sido recalculados a un total de 100).

Tabla A.III-1.3. Análisis químicos (M.E.) de granates con inclusiones de grafito del zócalo del manto del Mulhacén.

	17(c)	17(m)	17(m)	17(p)	18(c)	18(p)
SiO ₂	37.33	36.96	37.29	37.11	37.82	36.64
Al ₂ O ₃	20.80	21.24	20.92	20.85	22.43	22.89
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.13	0.00	nd	nd
TiO ₂	0.09	0.07	0.07	0.00	nd	nd
FeO	32.25	36.30	36.36	37.00	33.23	35.16
MnO	2.05	1.16	0.90	0.95	0.76	0.55
MgO	1.71	2.49	2.62	2.39	2.03	2.71
CaO	5.92	2.47	1.96	1.83	4.12	2.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	nd	nd
Total	100.23	100.69	100.25	100.13	100.39	100.47
Alm	71.73	80.53	81.79	83.02	77.46	80.32
Spa	4.62	2.61	2.05	2.16	1.79	1.28
Prp	6.78	9.85	10.51	9.56	8.44	11.03
Grs	16.87	7.02	5.65	5.26	12.31	7.37
	19(c)	19(m)	19(p)	20(c)	20(p)	21-22
SiO ₂	37.06	37.59	36.54	36.10	36.29	38.15
Al ₂ O ₃	20.54	20.44	20.34	21.35	21.19	21.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	nd	nd	nd
TiO ₂	0.20	0.19	0.11	0.05	0.02	nd
FeO	30.65	30.84	36.29	30.75	38.30	32.00
MnO	2.62	2.17	0.93	1.66	0.22	0.69
MgO	1.33	1.58	2.44	2.04	2.83	4.40
CaO	6.96	7.07	2.34	8.05	1.15	4.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	nd	nd	nd
Total	99.36	99.94	98.99	100.00	100.00	100.50
Alm	68.76	68.67	81.41	66.29	85.03	70.11
Sps	5.95	4.89	2.11	3.63	0.49	1.53
Prp	5.31	6.27	9.76	7.84	11.20	17.17
Grs	19.98	20.17	6.73	22.24	3.28	11.19

17: NV-275.1 (recrecimiento de idioblasto); 18: NVC-7; 19: NV-275.2; 20: NVC-13 (recre. idiobl.); 21-22: NV-320 (comp. media de Grts de caract. intermedias entre grafitoso y peciloblástico). (c) centro; (m) medio; (p) periferia.

Tabla A.III-1.4. Análisis químicos (M.E.) de granates de tipo peciloblástico del zócalo del manto del Mulhacén.

	23(c)	23(p)	23(i)	23(e)	24(c)	24(p)	24(i)	24(e)
SiO ₂	37.01	37.53	36.30	36.65	37.57	36.53	36.81	37.00
Al ₂ O ₃	20.61	20.32	20.75	20.88	20.95	20.71	20.75	20.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00
TiO ₂	0.15	0.13	0.06	0.06	0.12	0.05	0.04	0.00
FeO	30.98	37.38	38.26	38.29	29.85	35.63	37.56	37.84
MnO	1.64	0.48	0.31	0.58	2.74	2.02	1.15	0.93
MgO	0.73	1.66	1.90	2.51	0.70	1.45	2.39	2.40
CaO	7.98	2.48	1.92	0.80	8.65	2.81	1.11	1.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.06	0.00
Total	99.10	100.12	99.50	99.77	100.70	99.27	99.94	100.05
Alm	70.11	84.95	86.13	86.28	66.38	81.23	84.54	85.30
Sps	3.76	1.10	0.71	1.32	6.18	4.67	2.62	2.11
Prp	2.97	6.72	7.62	10.08	2.78	5.91	9.59	9.64
Grs	23.16	7.22	5.54	2.31	24.65	8.19	3.20	2.93
	25(c)	25(p)	26(c)	26(p)	27(c)	27(m)	27(p)	27(e)
SiO ₂	36.45	36.64	37.00	37.07	36.96	37.83	36.98	37.31
Al ₂ O ₃	21.60	21.41	21.05	20.93	21.08	20.13	21.09	20.69
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.05	0.06	0.06	0.11	0.06	0.15	0.03	0.09
FeO	31.78	37.31	31.32	32.48	30.24	31.80	32.16	38.84
MnO	3.11	0.95	0.77	0.30	3.32	0.78	0.27	0.64
MgO	1.38	1.88	1.07	1.07	0.94	0.51	1.32	1.44
CaO	5.63	1.75	8.73	8.04	7.40	8.80	8.15	0.99
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Alm	71.25	85.04	69.29	72.18	67.57	71.01	71.10	89.67
Sps	7.06	2.20	1.73	0.68	7.51	1.77	0.59	1.49
Prp	5.52	7.64	4.24	4.24	3.73	2.05	5.22	5.92
Grs	16.17	5.11	24.74	22.90	21.19	25.17	23.09	2.93

23: NV-281a; 24: NV-280; 25: NV-292-2; 26: NV-281.2; 27: NV-281.1. Núcleo: (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. Aureola exterior: (i) parte interna; (e) parte externa. (Los análisis 25 a 27 han sido recalculados a un total de 100).

Tabla A.III-2.1. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	1(c)	1(m)	1(m)	1(p)	2(c)	2(m)
SiO ₂	37.16	37.70	37.56	37.94	37.67	37.61
Al ₂ O ₃	21.15	20.99	21.47	21.37	21.23	21.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.07	0.19	0.00	0.00
TiO ₂	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06
FeO	29.33	29.80	29.29	29.18	28.58	29.90
MnO	3.20	1.16	0.45	0.53	3.15	2.24
MgO	3.64	4.72	5.55	5.76	3.36	3.75
CaO	4.84	5.04	4.95	4.53	6.13	4.86
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	99.38	99.52	99.40	99.58	100.19	99.54
Alm	64.81	65.00	63.72	63.74	62.68	66.32
Sps	7.15	2.56	0.99	1.16	6.97	5.05
Prp	14.33	18.35	21.51	22.44	13.14	14.83
Grs	13.71	14.08	13.78	12.66	17.21	13.80
	2(m)	2(p)	3(c)	3(m)	3(m)	3(p)
SiO ₂	37.72	38.20	38.14	38.16	38.16	38.45
Al ₂ O ₃	21.46	21.29	21.08	21.46	21.39	21.45
Cr ₂ O ₃	0.06	0.10	0.00	0.06	0.05	0.06
TiO ₂	0.08	0.07	0.04	0.03	0.03	0.04
FeO	28.97	28.21	29.43	29.83	30.21	28.75
MnO	0.80	0.31	0.65	0.56	0.64	0.40
MgO	5.22	5.93	4.64	5.03	4.94	6.11
CaO	5.31	5.58	5.63	5.11	4.53	4.09
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Total	99.62	99.69	99.61	100.24	99.95	99.39
Alm	63.13	61.01	64.57	64.98	66.43	63.47
Sps	1.75	0.69	1.46	1.23	1.43	0.91
Prp	20.30	22.84	18.15	19.54	19.35	24.05
Grs	14.82	15.46	15.83	14.26	12.78	11.57

Micasquistos con St,Ky,Cld,Grt.- 1: NV-165.1; 2: NV-222. Micasq. granatíferos.- 3: NV-33. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-2.2. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	4(c)	4(p)	4(i)	4(e)	5(c)	5(p)
SiO ₂	37.96	37.95	37.08	37.94	37.66	37.49
Al ₂ O ₃	20.98	20.72	20.89	21.15	20.87	21.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
TiO ₂	0.10	0.00	0.07	0.07	0.14	0.07
FeO	29.50	30.56	32.99	32.57	31.77	31.66
MnO	1.75	1.06	0.50	0.06	0.49	0.24
MgO	3.51	3.27	3.00	3.02	2.42	3.47
CaO	6.34	6.07	5.20	5.42	6.69	5.40
Na ₂ O	0.05	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00
Total	100.19	99.67	99.73	100.27	100.15	99.36
Alm	64.63	67.54	72.51	72.45	70.36	70.35
Sps	3.87	2.38	1.11	0.13	1.10	0.53
Prp	13.72	12.89	11.74	11.99	9.56	13.75
Grs	17.78	17.19	14.65	15.43	18.98	15.37
	5(i)	5(e)	6(c)	6(p)	6(i)	6(e)
SiO ₂	38.15	38.02	37.07	37.83	36.85	37.99
Al ₂ O ₃	21.39	21.34	20.83	20.91	21.33	21.07
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.00	0.06	0.00	0.06
TiO ₂	0.03	0.00	0.16	0.11	0.06	0.10
FeO	29.17	29.75	30.40	30.29	36.16	32.01
MnO	0.57	0.56	1.39	0.45	0.41	0.10
MgO	4.21	4.06	0.89	1.73	2.89	2.58
CaO	6.35	6.44	9.21	8.66	2.51	6.17
Na ₂ O	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	99.92	100.24	99.99	100.04	100.21	100.08
Alm	64.27	64.97	67.26	67.42	80.46	71.74
Sps	1.27	1.23	3.12	1.00	0.93	0.24
Prp	16.54	15.79	3.51	6.88	11.47	10.30
Grs	17.92	18.01	26.11	24.70	7.14	17.71

Micasquistos con Grt, Ep y Cam.- 4: NV-302.1; 5: NV-302.2; Micasquistos con Grt y Ab.- 6: NV-241.1. Núcleo: (c) centro; (p) periferia. Aureola exterior: (i) parte interna; (e) parte externa.

Tabla A.III-2.3. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	7(c)	7(p)	8(c)	8(p)	8(i)	8(e)
SiO ₂	36.99	38.06	37.52	38.00	37.23	37.71
Al ₂ O ₃	20.81	20.93	20.72	21.23	21.19	21.26
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
TiO ₂	0.04	0.08	0.13	0.08	0.08	0.07
FeO	31.89	31.00	29.30	30.42	30.18	30.73
MnO	1.59	0.30	3.67	1.19	0.59	0.31
MgO	1.49	1.97	1.97	3.30	3.69	3.99
CaO	7.20	7.74	6.70	6.05	6.33	5.75
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.06	100.08	100.01	100.27	99.29	99.87
Alm	70.26	69.32	64.96	67.21	66.38	67.48
Sps	3.56	0.67	8.23	2.67	1.64	0.70
Prp	5.85	7.85	7.77	13.01	14.47	15.63
Grs	20.33	22.16	19.04	17.11	17.83	16.19
	9(c)	9(p)	9(i)	9(e)	10(c)	10(p)
SiO ₂	37.80	37.59	37.46	37.77	37.99	37.67
Al ₂ O ₃	20.75	20.96	21.19	21.32	20.69	20.68
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.00	0.00	0.08	0.00
TiO ₂	0.12	0.12	0.10	0.00	0.18	0.21
FeO	29.35	29.07	29.48	29.90	28.59	28.81
MnO	0.66	0.68	0.41	0.12	0.56	0.37
MgO	1.52	1.44	1.61	2.41	1.60	1.53
CaO	9.41	9.71	9.87	8.26	10.03	10.38
Na ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04
Total	99.61	99.65	100.12	99.78	99.72	99.69
Alm	65.53	64.92	64.91	66.59	63.72	63.73
Sps	1.50	1.54	0.93	0.27	1.27	0.83
Prp	6.04	5.74	6.31	9.57	6.35	6.02
Grs	26.93	27.79	27.84	23.57	28.65	29.42

Micasquistos con Grt y Ab.- 7: NV-241.2. Micasq. con Grt, Ab y Cam.- 8: NV-283; 9: NV-239b.1; 10: NV-239b.2. Núcleo: (c) centro; (p) periferia. Zona exterior: (i) parte interna; (e) parte externa.

Tabla A.III-2.4. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	11(c)	11(m)	11(m)	11(p)	12(p)	12(m)
SiO ₂	37.58	37.37	37.03	37.00	37.40	37.27
Al ₂ O ₃	20.77	21.01	20.54	21.03	20.99	21.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.17	0.14	0.03	0.05	0.14	0.05
FeO	29.67	30.49	35.92	38.01	30.12	33.66
MnO	1.97	1.50	1.15	0.62	1.32	1.12
MgO	0.85	0.94	1.73	2.75	0.93	1.57
CaO	9.17	9.02	3.32	0.83	8.70	5.14
Na ₂ O	0.00	0.04	0.07	0.00	0.06	0.00
Total	100.18	100.51	99.79	100.29	99.66	99.94
Alm	66.02	67.39	80.85	86.24	68.04	76.18
Sps	4.45	3.37	2.62	1.44	3.02	2.55
Prp	3.39	3.70	6.96	9.91	3.73	6.35
Grs	26.14	25.54	9.57	2.41	25.20	14.91
	12(e)	13(c)	13(m)	13(p)	13(i)	13(e)
SiO ₂	37.34	37.75	37.68	37.33	37.50	38.05
Al ₂ O ₃	21.23	20.94	21.03	21.25	20.81	21.41
Cr ₂ O ₃	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05
TiO ₂	0.00	0.17	0.17	0.11	0.10	0.00
FeO	37.77	30.77	27.55	32.89	30.71	33.54
MnO	0.26	1.41	3.30	0.49	0.19	0.33
MgO	3.04	1.08	1.31	2.45	2.98	4.59
CaO	0.74	8.12	9.11	5.61	6.73	2.67
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.45	100.31	100.20	100.18	99.08	100.64
Alm	85.09	69.11	61.36	73.18	67.90	73.75
Sps	0.60	3.19	7.45	1.10	1.29	0.73
Prp	12.17	4.34	5.21	9.72	11.76	17.99
Grs	2.14	23.36	25.99	16.00	19.06	7.53

Micasq. con Grt y Cld.- 11: NV-249.1; 12: NV-249.2. Micasq. granatífero.- 13: NV-7.1.
 Núcleo: (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. Aureola exterior: (i) parte interna; (m) parte media; (e) parte externa.

Tabla A.III-2.5. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	14(c)	14(p)	14(i)	14(e)	15(m)	15(p)
SiO ₂	37.80	37.90	38.05	37.82	37.87	37.48
Al ₂ O ₃	21.20	21.01	21.24	21.14	21.37	21.47
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.04	0.07	0.04	0.03	0.04
FeO	32.59	31.69	29.40	31.96	31.39	30.75
MnO	0.47	0.62	0.62	0.74	0.21	0.29
MgO	5.89	4.88	3.78	4.61	3.73	4.19
CaO	1.23	3.52	6.62	3.43	5.14	5.37
Na ₂ O	0.04	0.06	0.00	0.07	0.00	0.05
Total	99.27	99.72	99.87	99.81	99.74	99.64
Alm	71.92	69.60	64.96	70.51	70.01	67.75
Spa	1.23	1.39	1.40	1.66	0.47	0.66
Prp	23.17	19.12	14.90	18.13	14.85	16.44
Grs	3.48	9.89	18.74	9.70	14.67	15.14
	15(i)	15(e)	16(c)	16(p)	16(i)	16(e)
SiO ₂	37.62	37.53	37.35	37.82	37.53	38.30
Al ₂ O ₃	21.33	21.20	21.60	21.43	21.27	21.14
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.04	0.10	0.00	0.12	0.04
FeO	31.66	31.15	28.96	30.78	29.39	32.33
MnO	0.25	0.23	0.52	0.63	0.48	0.29
MgO	3.95	3.68	3.06	3.77	3.57	4.21
CaO	5.34	5.43	8.30	5.44	7.22	4.00
Na ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	100.22	99.30	99.89	99.92	99.61	100.31
Alm	69.11	69.39	63.54	68.25	64.62	71.47
Spa	0.56	0.53	1.16	1.40	1.06	0.64
Prp	15.37	14.60	11.96	14.91	13.99	16.59
Grs	14.95	15.47	23.33	15.44	20.34	11.30

Micasq. granatíferos.- 14: NV-7.2 (atolón); 15: NV-11.2 (atolón); 16: NV-11.3.
 Núcleo: (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. Aureola exterior: (i) parte interna; (e) parte externa.

Tabla A.III-2.6. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	17(c)	17(p)	17(i)	17(e)	18(c)	18(p)
SiO ₂	38.03	37.62	37.40	37.44	37.44	37.45
Al ₂ O ₃	21.08	21.28	21.40	22.02	21.02	20.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.14	0.11	0.04	0.09	0.04	0.09
FeO	28.25	28.58	33.72	31.30	34.57	32.95
MnO	0.71	0.41	0.28	0.25	0.75	0.38
MgO	2.85	2.89	4.44	4.42	2.71	1.35
CaO	9.02	8.84	2.72	4.83	3.46	6.86
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.08	99.73	100.05	100.35	99.99	99.56
Alm	61.96	62.87	74.26	68.60	77.53	73.99
Sps	1.56	0.89	0.63	0.56	1.70	0.86
Prp	11.11	11.33	17.43	17.28	10.81	5.42
Grs	25.37	24.91	7.67	13.55	9.95	19.73
	18(i)	18(m)	18(e)	19(c)	19(m)	19(p)
SiO ₂	37.17	37.08	37.68	37.46	37.54	37.33
Al ₂ O ₃	21.02	21.14	21.14	20.40	20.59	21.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.00	0.05	0.00	0.00
TiO ₂	0.07	0.05	0.04	0.16	0.12	0.12
FeO	34.25	36.89	35.27	25.31	27.63	32.21
MnO	0.60	0.45	0.48	6.28	3.60	0.89
MgO	2.40	3.50	3.03	1.04	1.74	2.93
CaO	4.27	0.94	2.75	8.50	8.23	5.22
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	99.78	100.13	100.39	99.23	99.45	100.10
Alm	76.78	82.34	78.96	56.98	61.50	71.54
Sps	1.36	1.03	1.07	14.33	8.11	1.99
Prp	9.58	13.93	12.09	4.17	6.92	11.60
Grs	12.28	2.69	7.87	24.53	23.47	14.86

Micasq. granatíferos.- 17: NV-11.4; 18: NV-156.1; 19: NV-156.2. Núcleo: (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. Aureola exterior: (i) parte interna; (m) parte media; (e) parte externa.

Tabla A.III-2.7. Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas metapelíticas de la cobertura del manto del Mulhacén.

	20(c)	20(m)	20(p)	21(c)	21(m)	21(p)	22(c)
SiO ₂	37.00	37.43	37.87	37.19	37.10	37.03	36.97
Al ₂ O ₃	21.08	21.05	20.83	20.82	20.84	21.19	21.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.05
TiO ₂	0.10	0.09	0.04	0.15	0.09	0.09	0.07
FeO	32.81	30.82	33.81	30.66	31.85	32.66	32.80
MnO	0.99	1.14	0.89	3.73	2.17	1.37	1.13
MgO	1.50	1.45	1.82	1.13	1.29	1.70	1.46
CaO	6.16	7.81	4.84	6.05	6.46	5.92	5.74
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.64	99.79	100.10	99.73	99.86	100.01	99.50
Alm	73.94	69.16	76.60	69.35	71.39	73.12	74.76
Sps	2.27	2.61	2.03	8.56	4.91	3.09	2.60
Prp	6.04	5.79	7.33	4.55	5.14	6.79	5.90
Grs	17.75	22.44	14.04	17.53	18.55	17.00	16.75
	22(m)	22(p)	23(c)	23(p)	23'(m)	23''(c)	23'''(m)
SiO ₂	37.22	37.20	37.33	37.41	37.58	37.11	37.50
Al ₂ O ₃	21.21	21.06	20.96	20.80	20.91	20.86	20.74
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00
TiO ₂	0.06	0.00	0.10	0.13	0.08	0.14	0.17
FeO	33.66	35.99	30.01	29.79	29.72	29.88	29.39
MnO	0.81	0.67	1.40	0.26	0.64	2.82	0.81
MgO	1.79	2.62	0.74	1.01	0.79	0.88	0.78
CaO	5.23	2.25	9.36	9.87	9.97	8.00	10.19
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	100.02	99.79	99.95	99.27	99.75	99.69	99.58
Alm	75.85	81.38	67.07	66.96	66.76	67.07	65.83
Sps	1.84	1.54	3.16	0.60	1.44	6.41	1.83
Prp	7.20	10.55	2.96	4.04	3.15	3.52	3.10
Grs	15.11	6.53	26.81	28.40	28.66	23.00	29.23

Micasq. de grano fino.- 20: NV-14.2; 21: NV-14.1; 22: NV-14.3; 23: NV-237.
(c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-2.8. Análisis químicos (M.E.) de granates de gneises de la cobertera del manto del Mulhacén.

	24(c)	24(p)	24(m)	24(e)	25(c)	25(m)	25(p)
SiO ₂	36.25	36.55	36.59	36.92	36.72	37.12	36.67
Al ₂ O ₃	19.22	19.85	19.93	20.19	20.05	19.62	19.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	0.19	0.16	0.19	0.15	0.15	0.17	0.20
FeO	34.32	34.10	34.92	35.57	34.08	33.72	33.13
MnO	1.87	1.42	1.12	1.08	1.61	1.35	0.88
MgO	1.01	1.27	1.53	2.08	1.66	1.78	2.73
CaO	7.14	6.56	5.92	4.52	6.52	5.98	6.12
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.01	99.92	100.22	100.51	100.80	99.76	99.31
Alm	72.77	73.80	75.31	76.95	72.48	73.43	70.90
Sps	4.02	3.11	2.45	2.38	3.47	2.98	1.91
Prp	3.82	4.90	5.88	8.07	6.29	6.91	10.41
Grs	19.40	18.19	16.36	12.60	17.76	16.68	16.78
	26(c)	26(m)	26(m)	26(p)	27(c)	27(m)	27(p)
SiO ₂	36.19	36.63	37.02	37.80	37.28	36.01	36.76
Al ₂ O ₃	19.81	19.45	20.05	20.47	19.15	19.54	19.85
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO ₂	0.38	0.25	0.19	0.18	0.37	0.02	0.13
FeO	32.68	32.37	32.47	31.70	31.22	31.10	31.09
MnO	0.20	0.29	0.36	0.07	3.14	2.66	0.46
MgO	1.25	1.09	1.13	2.32	0.78	0.82	1.99
CaO	7.66	8.04	9.00	7.69	7.85	8.38	7.90
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	98.17	98.14	100.24	100.16	99.80	98.53	98.18
Alm	72.74	72.08	70.01	69.28	68.09	67.62	68.75
Sps	0.45	0.65	0.79	0.15	6.94	5.86	1.03
Prp	4.96	4.33	4.34	9.04	3.03	3.18	7.84
Grs	21.85	22.94	24.86	21.53	21.94	23.34	22.38

24: NVC-46.1; 25: NVC-46.2; 26: NV-4.1; 27: NV-4.2. Núcleo: (c) centro; (m) zona media; (p) periferia. Aureola exterior: (m) parte media; (e) parte externa.

Tabla A.III-3.1. Análisis químicos (M.E) de granates de rocas metacarbonatadas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	1(c)	1(m)	1(p)	2(c)	2(m)
SiO ₂	37.05	37.06	37.03	36.71	36.18
Al ₂ O ₃	21.40	20.89	21.06	21.37	21.98
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.04	0.04
TiO ₂	0.04	0.08	0.02	0.16	0.12
FeO	27.86	27.73	27.89	27.12	27.06
MnO	1.99	2.09	2.09	1.73	1.64
MgO	1.87	2.04	1.99	1.64	1.72
CaO	9.84	10.06	9.50	10.24	10.97
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.07	99.97	99.58	99.01	99.71
Alm	60.81	59.80	60.99	60.38	59.03
Sps	4.40	4.56	4.63	3.90	3.62
Prp	7.27	7.84	7.76	6.51	6.69
Grs	27.52	27.79	26.62	29.21	30.66
	2(p)	3(c)	3(m)	3(m)	3(p)
SiO ₂	36.94	37.64	37.27	36.91	37.10
Al ₂ O ₃	21.36	19.78	19.94	19.87	20.53
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01
TiO ₂	0.19	0.17	0.21	0.15	0.16
FeO	26.96	28.27	29.40	29.59	27.56
MnO	1.54	0.99	0.43	0.45	0.36
MgO	2.28	1.78	1.56	1.53	2.08
CaO	11.11	10.10	10.06	10.17	12.03
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.41	98.75	98.87	98.67	99.83
Alm	57.59	62.29	64.61	64.60	58.58
Sps	3.33	2.21	0.96	1.00	0.78
Prp	8.68	6.99	6.11	5.95	7.88
Grs	30.40	28.51	28.32	28.45	32.76

Mármol con Grt y Cam.- 1: NV-29. Mármol con Grt, Ep y Ab.- 2: NV-267.
Micasq. calcíticos.- 3: NV-301.1. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-3.2. Análisis químicos (M.E) de granates de rocas metacarbonatadas de la cobertera del manto del Mulhacén.

	4(c)	4(m)	4(p)	5(c)	5(m)	5(m)
SiO ₂	37.40	37.32	37.48	37.66	37.44	37.03
Al ₂ O ₃	21.13	21.04	20.77	19.27	19.95	20.51
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
TiO ₂	0.21	0.15	0.16	0.19	0.16	0.20
FeO	28.58	28.04	27.06	29.14	29.69	29.79
MnO	0.79	0.69	0.58	1.46	1.43	1.08
MgO	1.47	1.67	2.44	1.08	1.35	1.21
CaO	10.70	10.89	11.78	10.44	10.26	10.51
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.29	99.80	100.27	99.24	100.28	100.39
Alm	62.53	61.40	57.46	63.46	63.59	64.06
Sps	1.75	1.53	1.25	3.22	3.10	2.35
Prp	5.73	6.52	9.24	4.19	5.15	4.64
Grs	22.99	30.55	32.05	29.13	28.15	28.95
	5(p)	6(c)	6(m)	6(m)	6(m)	6(p)
SiO ₂	36.62	36.18	37.31	37.50	36.30	36.59
Al ₂ O ₃	21.52	20.66	21.16	20.99	21.67	21.81
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.01	0.00	0.04	0.04
TiO ₂	0.15	0.16	0.17	0.51	0.14	0.12
FeO	26.84	28.91	29.84	28.69	29.39	28.07
MnO	0.30	0.99	0.87	0.60	0.72	0.77
MgO	3.78	1.24	1.35	1.50	1.89	1.70
CaO	10.62	10.19	9.53	10.66	9.81	10.96
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99.85	98.37	100.24	100.45	99.96	100.06
Alm	56.52	63.99	65.82	62.88	63.81	61.12
Sps	0.64	2.22	1.94	1.33	1.58	1.70
Prp	14.19	4.89	5.31	5.86	7.31	6.60
Grs	28.65	28.90	26.93	29.93	27.29	30.58

Micasq. calcílicos.- 4: NV-301.2; 5: NV-257.1; 6: NV-257.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A,III-4.1. Análisis químicos (M.E.) de granates de eclogitas tipo I.
Manto del Mulhacén.

	1(c)	1(m)	1(p)	2(c)	2(m)
SiO ₂	37.66	38.15	37.94	37.91	37.73
Al ₂ O ₃	20.52	20.77	21.05	20.73	20.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.09	0.07	0.09
TiO ₂	0.23	0.12	0.05	0.14	0.14
FeO	26.91	28.43	29.16	28.56	30.00
MnO	2.99	0.57	0.56	0.75	0.32
MgO	1.24	2.15	3.11	1.85	2.06
CaO	10.11	9.76	7.76	9.85	8.60
Na ₂ O	0.09	0.00	0.00	0.10	0.07
Total	99.75	99.95	99.72	99.96	99.58
Alm	59.67	62.70	64.50	63.13	66.65
Sps	6.72	1.27	1.25	1.68	0.72
Prp	4.90	8.45	12.26	7.29	8.16
Grs	28.72	27.58	21.99	27.90	24.48
	2(m)	2(p)	3(c)	3(m)	3(p)
SiO ₂	37.86	38.85	38.09	37.96	37.66
Al ₂ O ₃	20.41	20.85	20.79	20.81	20.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
TiO ₂	0.16	0.00	0.14	0.14	0.19
FeO	28.81	28.74	28.95	29.62	28.74
MnO	0.35	0.48	0.63	0.46	0.25
MgO	2.20	2.94	1.83	1.97	2.23
CaO	9.61	8.13	9.60	8.31	10.06
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.40	99.99	100.03	99.36	99.77
Alm	63.46	64.03	64.12	66.95	62.67
Sps	0.78	1.08	1.41	1.05	0.55
Prp	8.64	11.68	7.23	7.94	8.67
Grs	27.12	23.21	27.24	24.06	28.11

1: NVA-121.1; 2: NVA-121.2; 3: NVA-121.3. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-4.1. (Cont.). Análisis químicos (M.E.) de granates de eclogitas tipo I. Manto del Mulhacén.

	4(c)	4(m)	4(p)	5(c)	5(m)
SiO ₂	37.28	37.71	38.18	38.01	38.14
Al ₂ O ₃	21.15	21.23	20.89	20.97	21.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.11	0.00	0.00	0.12	0.10
FeO	29.48	29.80	29.05	26.07	28.83
MnO	0.20	0.25	0.60	3.77	0.18
MgO	2.21	2.48	3.13	3.10	3.96
CaO	8.98	7.90	7.35	8.11	7.28
Na ₂ O	0.08	0.00	0.00	0.04	0.07
Total	99.49	99.37	99.20	100.19	99.83
Alm	65.33	66.82	65.06	56.92	63.51
Sps	0.45	0.57	1.36	8.34	0.40
Prp	8.73	9.91	12.49	12.06	15.55
Grs	25.49	22.70	21.09	22.68	20.55
	5(p)	6(c)	6(m)	6(m)	6(p)
SiO ₂	38.77	38.08	38.19	38.44	38.27
Al ₂ O ₃	21.78	20.96	21.24	21.37	21.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.03	0.11	0.13	0.10	0.07
FeO	25.96	28.19	28.54	28.20	26.76
MnO	0.35	1.21	0.39	0.00	0.14
MgO	5.22	3.73	3.92	4.37	5.39
CaO	7.89	7.36	7.85	7.31	7.78
Na ₂ O	0.10	0.09	0.00	0.08	0.00
Total	100.10	99.73	100.26	99.87	99.98
Alm	56.77	61.97	62.07	62.18	57.58
Sps	0.78	2.69	0.86	0.00	0.31
Prp	20.35	14.61	15.20	17.17	20.67
Grs	22.11	20.73	21.87	20.65	21.44

4: NVA-121.4; 5: NVA-133.1; 6: NVA-133.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-4.2. Análisis químicos (M.E) de granates de rocas eclogíticas del tipo II. Manto del Mulhacén.

	7(c)	7(m)	7(p)	8(c)	8(m)	8(p)
SiO ₂	38.11	38.01	38.36	37.90	37.72	38.19
Al ₂ O ₃	21.62	21.49	21.59	21.78	21.98	21.26
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.11	0.06	0.15	0.08	0.04	0.06
FeO	27.89	25.26	24.47	24.44	24.16	25.08
MnO	2.47	1.00	0.76	1.40	0.99	1.02
MgO	3.76	3.43	3.90	2.97	3.95	4.50
CaO	5.18	10.22	10.31	11.03	10.43	8.93
Na ₂ O	0.12	0.00	0.06	0.11	0.07	0.14
Total	99.33	99.47	99.60	99.71	99.34	99.18
Alm	63.78	55.54	53.90	53.97	53.02	55.03
Sps	5.72	2.23	1.70	3.13	2.20	2.27
Prp	15.33	13.44	15.31	11.69	15.45	17.60
Grs	15.18	28.79	29.10	31.21	29.33	25.10
	9(c)	9(m)	9(p)	10(c)	10(m)	10(p)
SiO ₂	38.06	38.45	38.99	38.68	38.34	38.56
Al ₂ O ₃	21.84	21.56	21.36	21.55	21.53	20.61
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.11	0.06	0.00	0.00
TiO ₂	0.07	0.05	0.03	0.11	0.06	0.05
FeO	25.00	24.31	23.09	24.29	25.20	24.33
MnO	1.00	0.83	0.90	1.00	1.06	0.98
MgO	3.43	4.02	4.69	4.11	3.45	4.15
CaO	10.31	10.36	10.50	9.86	9.94	10.34
Na ₂ O	0.00	0.10	0.00	0.10	0.09	0.06
Total	99.71	99.68	99.67	99.76	99.67	99.08
Alm	55.14	53.32	50.40	53.67	55.80	52.93
Sps	2.23	1.84	1.99	2.24	2.38	2.16
Prp	13.49	15.72	18.25	16.19	13.62	16.09
Grs	29.14	29.11	29.36	27.91	28.20	28.82

7: NVA-113.1; 8: NVA-113.2; 9: NVA-113.3; 10: NVA-113.4. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-4.2 (Cont.). Análisis químicos (M.E.) de granates de rocas eclogíticas del tipo II. Manto del Mulhacén.

	11(c)	11(m)	11(p)	12(c)	12(m)	12(p)	13(c)	13(m)
SiO ₂	37.94	38.73	38.54	38.45	38.70	38.55	37.70	38.76
Al ₂ O ₃	21.06	21.55	21.94	21.69	21.84	21.97	20.87	21.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00
TiO ₂	0.19	0.04	0.09	0.00	0.05	0.07	0.06	0.11
FeO	24.54	26.40	25.97	25.91	26.42	25.89	25.25	26.25
MnO	4.56	0.20	0.10	0.10	0.00	0.00	3.18	1.13
MgO	3.27	6.26	6.53	6.25	6.40	6.34	2.94	4.23
CaO	8.45	6.81	6.88	7.44	7.02	7.24	8.83	8.39
Na ₂ O	0.10	0.08	0.06	0.05	0.05	0.00	0.05	0.08
Total	100.11	100.07	100.11	99.89	100.48	100.06	99.04	100.18
Alm	53.57	56.79	55.82	55.50	56.43	55.72	56.08	57.46
Sps	10.08	0.44	0.22	0.22	0.00	0.00	7.15	2.51
Prp	17.72	24.00	25.02	23.86	24.36	24.32	11.64	16.50
Grs	23.63	18.77	18.95	20.42	19.21	19.96	25.13	23.53
	13(p)	14(c)	14(m)	14(m)	14(p)	15(c)	15(m)	15(p)
SiO ₂	38.81	37.82	37.62	37.98	38.10	37.64	37.91	38.26
Al ₂ O ₃	21.58	20.46	20.49	21.04	21.14	20.95	20.83	21.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.12	0.12	0.14	0.06	0.07	0.04	0.07	0.04
FeO	25.99	28.91	29.50	28.22	27.54	29.98	29.28	26.16
MnO	0.20	1.89	1.69	0.28	0.32	1.10	0.38	0.34
MgO	5.67	3.36	3.44	4.86	5.52	3.92	4.13	5.90
CaO	7.93	6.81	6.59	7.22	6.93	6.09	6.95	7.40
Na ₂ O	0.05	0.12	0.07	0.00	0.11	0.00	0.07	0.07
Total	100.35	99.49	99.54	99.66	99.73	99.72	99.62	99.39
Alm	55.94	63.49	64.43	60.80	59.12	65.34	63.75	56.26
Sps	0.44	4.20	3.74	0.61	0.70	2.43	0.84	0.74
Prp	21.75	13.15	13.39	18.66	21.12	15.23	16.03	22.62
Grs	21.87	19.16	18.44	19.93	19.06	17.00	19.39	20.39

11: NVA-118.1 (corona); 12: NVA-118.2; 13: NVA-118.3; 14: NV-75.1; 15: NV-75.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

Tabla A.III-4.3. Análisis químicos (M.E.) de granates de anfibolitas granatíferas.
Manto del Mulhacén.

	16(c)	16(m)	16(p)	17(c)	17(m)	17(p)	18(c)	18(m)
SiO ₂	38.32	38.71	38.63	37.74	38.45	38.33	37.75	37.88
Al ₂ O ₃	21.23	21.39	21.72	21.48	21.28	21.38	21.07	21.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
TiO ₂	0.12	0.13	0.04	0.14	0.12	0.14	0.07	0.05
FeO	27.11	26.34	26.03	25.42	26.10	26.37	29.83	30.56
MnO	0.19	0.10	0.00	0.78	0.15	0.00	0.84	0.66
MgO	2.91	3.50	4.18	3.57	3.05	3.49	3.91	4.15
CaO	10.22	10.40	9.69	10.53	11.08	10.33	6.04	5.33
Na ₂ O	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Total	100.10	100.57	100.36	99.66	100.23	100.04	99.51	99.84
Alm	59.47	57.26	56.72	55.18	56.88	57.54	65.72	67.23
Sps	0.42	0.22	0.00	1.72	0.33	0.00	1.87	1.47
Prp	11.38	13.56	16.23	13.81	11.85	13.57	15.35	16.27
Grs	28.73	28.96	27.05	29.29	30.94	28.88	17.05	15.02
	18(m)	18(p)	18(p)	19(c)	19(m)	19(m)	19(p)	19(p)
SiO ₂	37.98	38.39	38.76	37.77	37.83	38.06	37.80	38.36
Al ₂ O ₃	21.04	20.79	20.26	21.26	20.73	21.70	21.51	21.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.09
TiO ₂	0.12	0.09	0.06	0.06	0.09	0.10	0.10	0.07
FeO	29.42	28.26	28.48	28.62	30.32	29.10	29.04	28.26
MnO	0.35	0.29	0.35	0.86	0.62	0.43	0.42	0.50
MgO	4.14	4.60	5.38	4.46	4.27	4.56	4.77	5.63
CaO	6.47	6.61	5.81	6.36	5.49	5.97	5.93	5.42
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10
Total	99.52	99.03	99.10	99.39	99.35	99.92	99.75	99.45
Alm	64.74	62.49	62.09	62.78	66.50	64.22	63.73	61.78
Sps	0.78	0.65	0.77	1.91	1.38	0.96	0.93	1.11
Prp	16.24	18.13	20.91	17.44	16.69	17.94	18.66	21.94
Grs	18.24	18.73	16.23	17.87	15.43	16.88	16.67	15.18

16: NVA-120.1; 17: NVA-120.2; 18: NV-78.1; 19: NV-78.2. (c) centro; (m) zona media; (p) periferia.

APENDICE IV

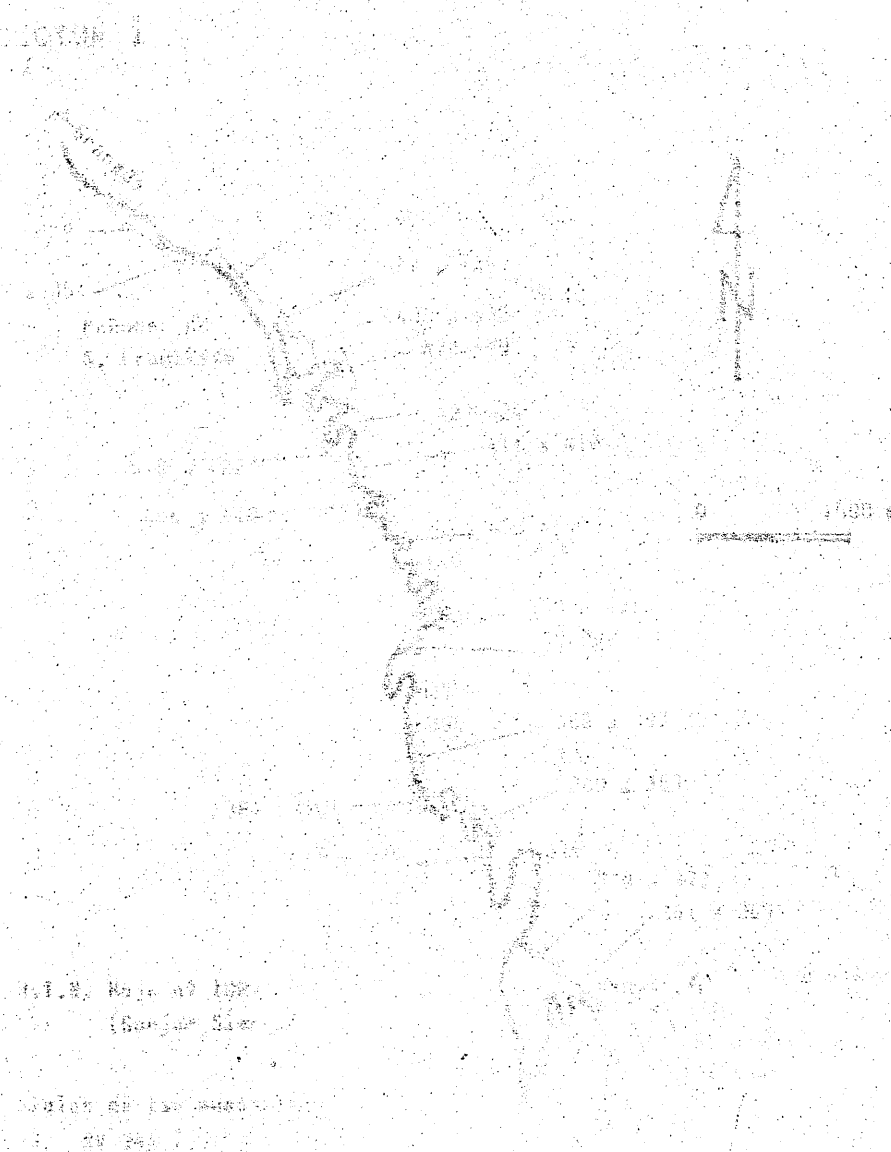
LA RELACION Fe^{2+}/Fe^{3+} EN LOS PIROXENOS

Una considerable atención se ha prestado en la bibliografía al problema del cálculo del Fe^{3+} en piroxenos a partir de análisis de microsonda electrónica, ya que mediante esta técnica no es posible distinguir el estado de oxidación de un ión. Han sido numerosas las metodologías propuestas (Essene y Fyfe, 1967; Hamm y Vieten, 1971; Finger, 1972; Mysen y Griffin, 1973; Cawthorn y Collerson, 1974; Papike et al., 1974; Edwards, 1976; Ryburn et al., 1976; Vieten y Hamm, 1978); sin embargo la conclusión general es que no hay ningún método perfecto para calcular la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} del clinopiroxeno, ya que los errores analíticos en cualquiera de los componentes, especialmente en el SiO_2 , afectan al cálculo. Además, en el caso de clinopiroxenos ricos en jadeita, como ocurre en las metabasitas del manto del Mulhacén, el problema es más acusado al existir un importante déficit en la suma de cationes, respecto a las proporciones estequiométricas (Cawthorn y Collerson, 1974).

Para comprobar la eficiencia de los métodos propuestos cuando se aplican a clinopiroxenos jadeíticos se ha realizado un test sobre una serie de análisis de onfacitas (Deer et al., 1978, pp. 433-436) en los que se han realizado determinaciones analíticas de las proporciones de FeO y Fe_2O_3 . El resultado del test confirma lo expuesto en el párrafo anterior y demuestra que la utilización de tales métodos sólo proporciona valores orientativos, a veces muy apartados de la realidad. En el presente estudio se ha adoptado un método muy sencillo pero que según han puesto de manifiesto los test realizados da una estimación de la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} bastante aceptable y, casi en todos los casos ensayados más próxima a los valores obtenidos analíticamente que la mayor parte de los métodos propuestos.

El método se ha adoptado teniendo en cuenta que el componente tchermakítico de los clinopiroxenos analizados es minoritario (<5%). El cálculo

se realiza como sigue: se determina la fórmula del clinopiroxeno en base a 6 oxígenos o 4 cationes. A continuación, se obtiene el número de átomos que corresponden a Fe^{2+} sustrayendo al Ca la suma del número de átomos de Mg más Mn. El Fe^{3+} se calcula restando al número total de átomos de Fe el valor de Fe^{2+} ($Fe\ total = Fe^{2+} + Fe^{3+}$).



APENDICE V

LOCALIZACION DE MUESTRAS

SECTOR 1

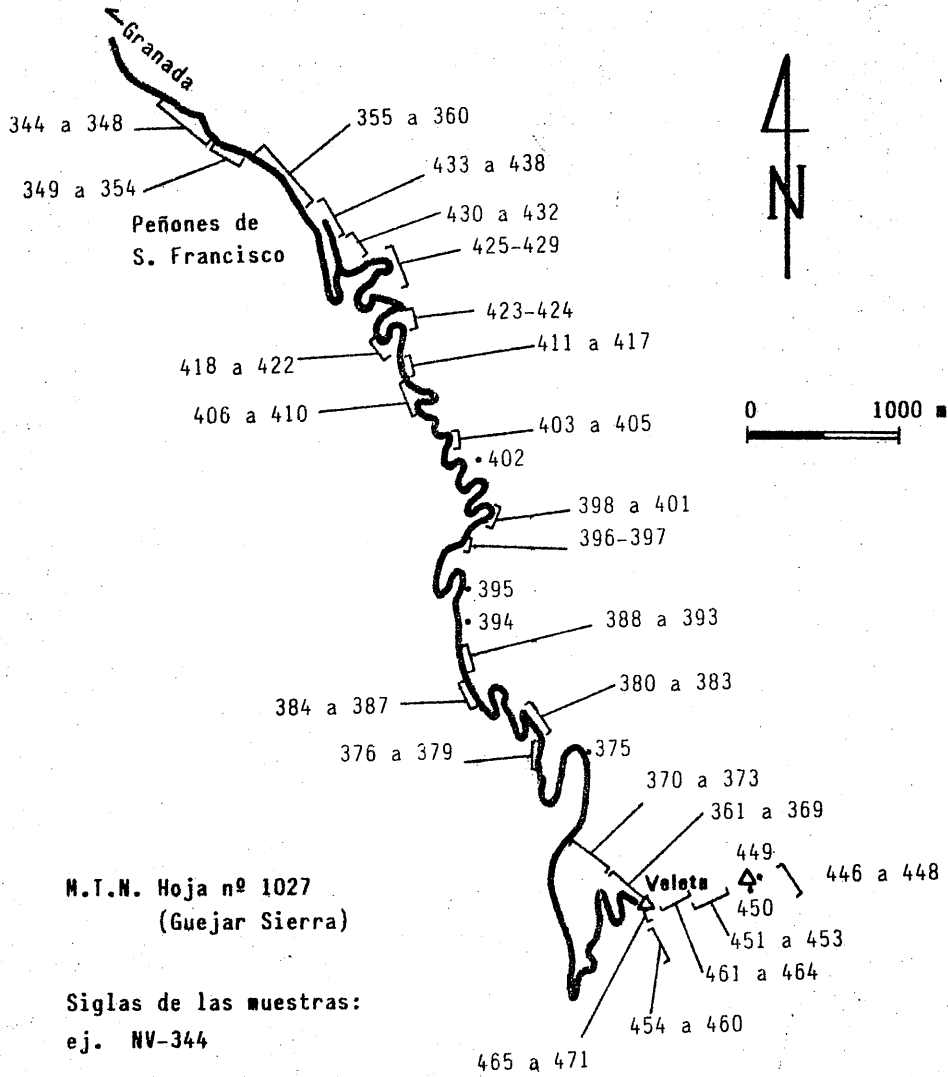


Fig. A.V,1

SECTOR 2

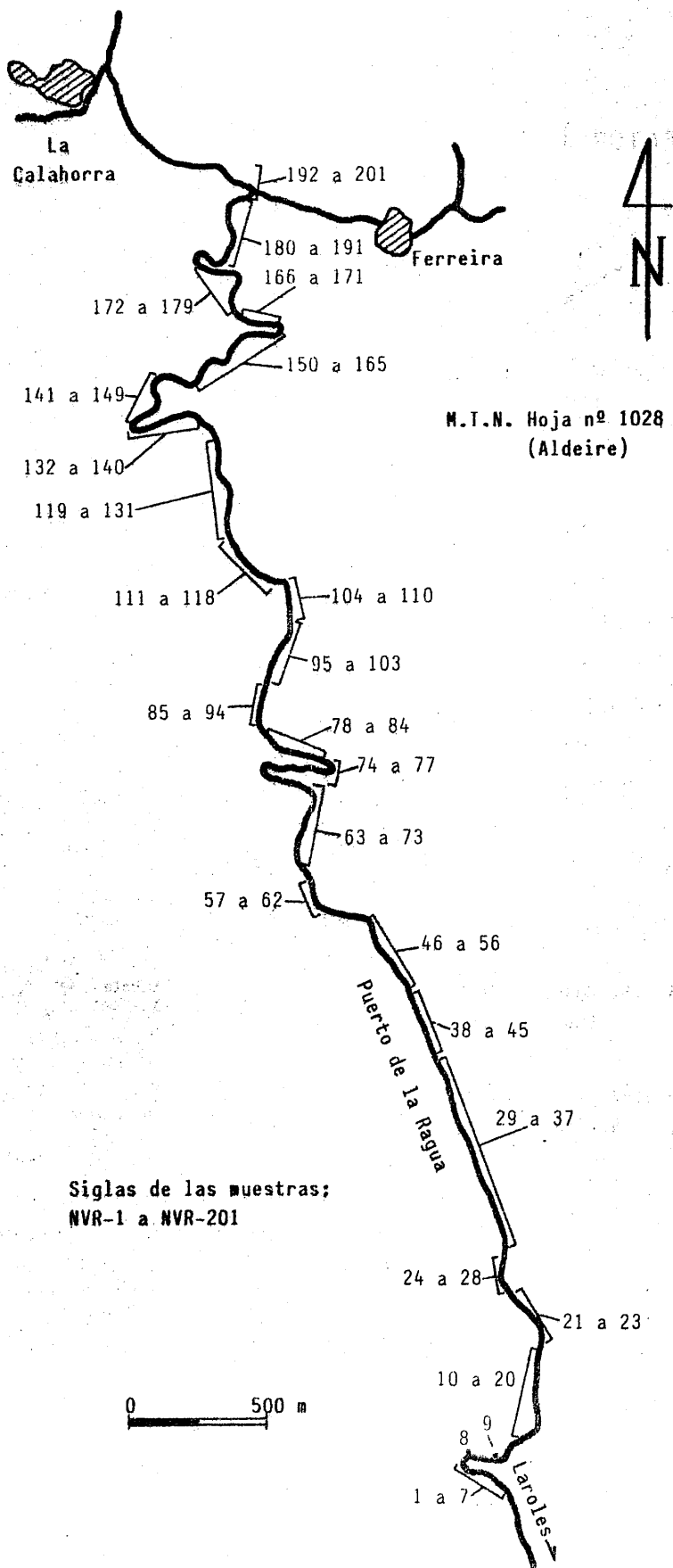


Fig.A.V.2

SECTOR 3

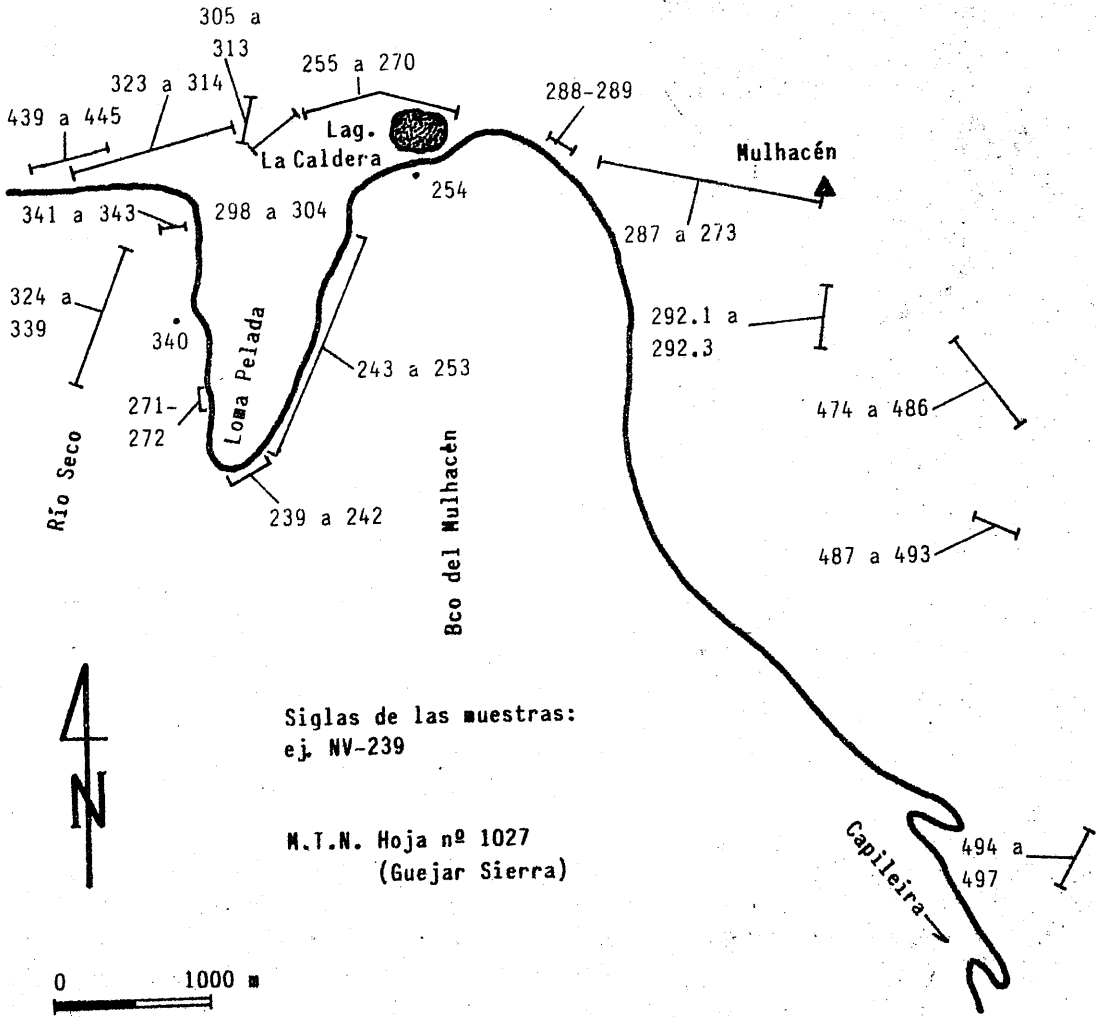


Fig.A.V.3

SECTOR 4

M.T.N. Hoja nº 1027 (Guejar Sierra)

Siglas de las muestras: ej. NV-1

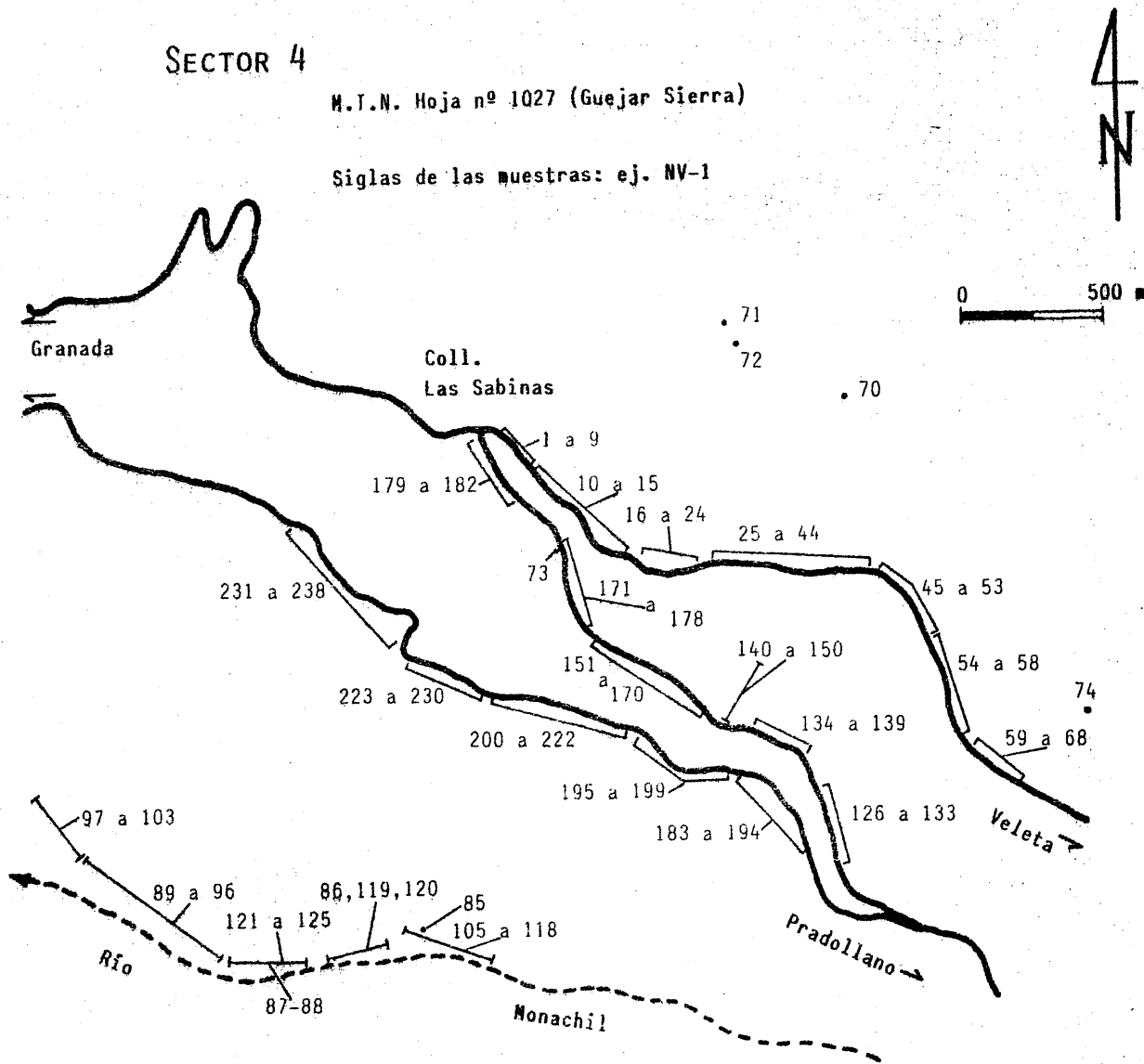
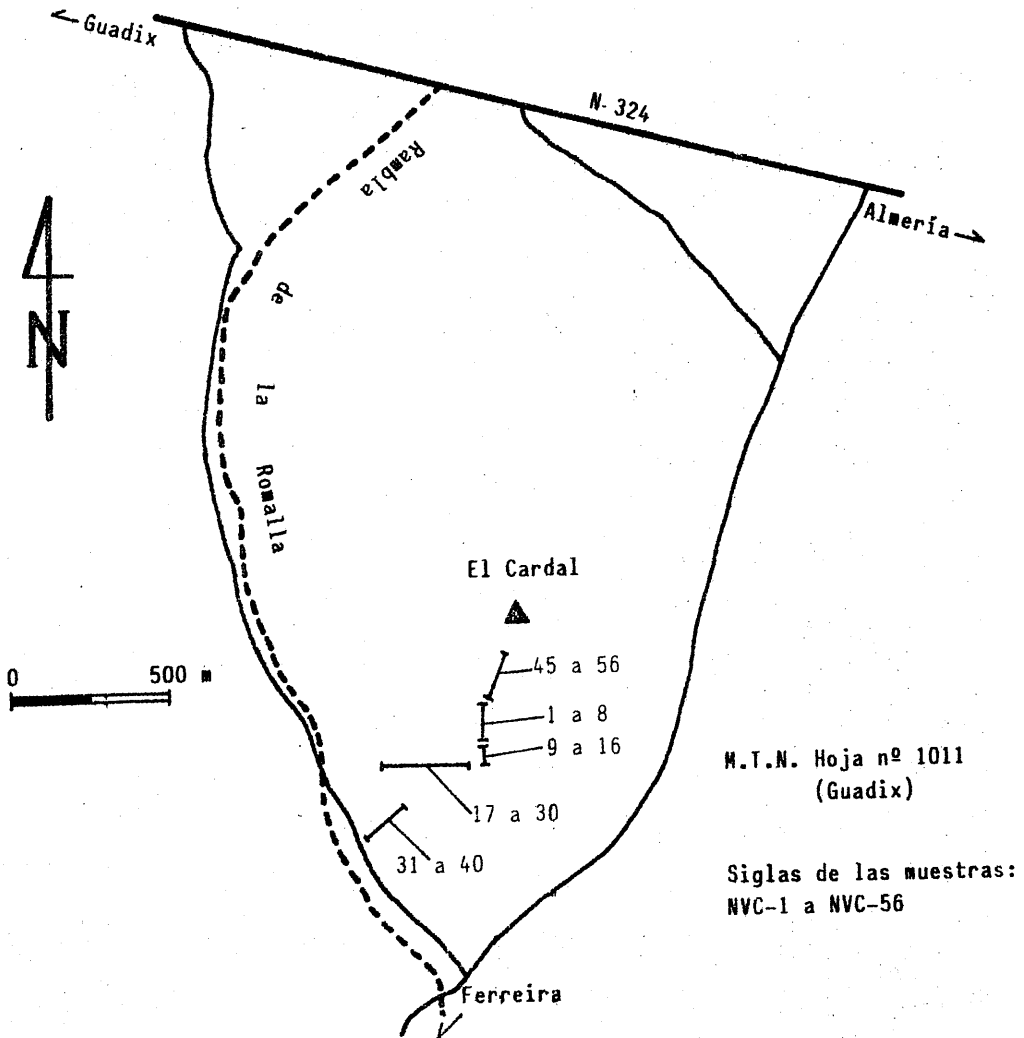


Fig. A.V.4

SECTOR 5



M.T.N. Hoja nº 1011
(Guadix)

Siglas de las muestras:
NVC-1 a NVC-56

SECTOR 6

M.T.N. Hoja nº 1010 (La Peza)

Coordenadas UTM : 41₁₃ a 41₁₈
4₆₅ a 4₇₆

Siglas de las muestras: NV-75 a 78
NVA-8 a 16, 40 a 55, 101 a 133

Fig.A.V.5

- Abrahams SC, Geller S (1958) Refinement of structure of a grossularite garnet. *Acta Cryst* 11:437-441
- Ackermann D, Morteani G (1976) Kontinuierlicher und discontinuierlicher Zonenaufbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Osterreich). *Tschermaks Min Petr Mitt* 23:117-136
- Albee AL (1965) Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. *J Geology* 73: 155-164
- Albee AL, Ray L (1970) Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates. *Anal Chem* 42: 1408-1414
- Allen VT, Fahey JJ (1957) Some pyroxenes associated with pyrometamorphic zinc deposits in Mexico and New Mexico. *Bull Geol Soc Am* 68: 881-896.
- Anderson DE, Buckley GR (1973) Zoning in garnet - diffusion models. *Contrib Mineral Petrol* 40: 87-104
- Anderson DE, Olimpio JC (1977) Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. *Canadian Mineral* 15: 205-216
- Arana R (1973) Andradita filoniana en la Unidad de la Caldera, Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Cuad Geol Univ Granada* 4: 49-53
- Arkai P, Nagy G, Pantó G (1975) Types of composition zoning in the garnet of polymetamorphic rocks and their genetic significance. *Acta Geol Hung* 19: 17-42
- Atherton MP (1965) The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks. In: Pitcher WS, Flinn GW (ed) *Controls of Metamorphism*. Oliver & Boyd, Edinburg, pp 281-290
- Atherton MP (1968) The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland. *Contrib Mineral Petrol* 18: 347-371
- Atherton MP, Edmunds WN (1966) An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth Planet Sci Lett* 1: 185-193
- Babuska V, Fiala J, Kumazawa M, Ohno I (1978) Elastic properties of garnet solid-solution series. *Phys Earth Planet Interiors* 16: 157-176
- Baltazis E (1979) Zoning in garnets from metapelitic schists eastern Dalradian, Scotland. *N Jb Mineral Mh* : 321-328
- Banno S (1964) Petrologic studies of Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. *Tokyo Univ Fac Sci J Sec II* 15: 203-319
- Banno S (1965) Notes on rock-forming minerals (34). Zonal structure of pyrospite garnet in Sanbagawa schists in the Bessi area, Sikoku. *J Geol Soc Japan* 71: 185-188
- Banno S (1967) Effects of jadeite component on paragenesis of eclogitic rocks. *Earth Planet Sci Lett* 2: 249-254

- Banno S (1970) Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys Earth Planet Interiors* 3: 405-421
- Banno S, Chii S (1978) A model to explain the Mn enrichment in the rim of zoned garnets. *Geochem J* 12: 253-257
- Banno S, Matsui Y (1965) Eclogite types and partition of Mg, Fe and Mn between clinopyroxene and garnet. *Proc Jap Acad* 41: 716-721
- Bard JP (1969) Le metamorphisme regional progressif des Sierras d'Araucena en Andalousie occidentale (Espagne). *Univ Montpellier*
- Bard JP, Capdevila R, Matte PH (1971) Sobre el tipo del metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central español). *Acta Geol Hispánica* 6: 46-48
- Bence AE, Albee AL (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J Geology* 76: 382-403
- Berg JH (1977) Regional geobarometry in the contact aureoles of the a-northositic Nain Complex, Labrador. *J Petrology* 18: 399-430
- Bethune P de, Goossens P, Berger P (1965) Emploi des grenats zonaires comme indicateurs du degré du metamorphisme. *C R Acad Sci Paris* 260: 6946-6949
- Bethune P de, Laduron D, Bocquet J (1975) Diffusion processes in re-sorbed garnets. *Contrib Mineral Petrol* 50: 197-204
- Bethune P de, Laduron D, Martin H, Theunissen K (1968) Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov de Novara, Italie). *Schweiz Min Petr Mitt* 48: 437-454
- Bishop FC, Smith JV, Dawson JB (1976) Na, P, Ti and coordination of Si in garnet from peridotite and eclogite xenoliths. *Nature* 260: 696-697
- Biswas DK (1973) Refractive indices (n) and reflectivity (R) of natural garnet. *Indian Mineral* 14: 74-79
- Biswas DK (1974) Quantitative relationship between chemical composition and physical properties of natural garnets. *Indian J Earth Sci* 1: 141-147
- Blackburn WH (1969) Zoned and unzoned garnets from the Grenville gneisses around Gananoque, Ontario. *Canadian Mineral* 9: 691-698
- Blanc Y, Maisonneuve J (1973) Sur la biréfringence des grenats calciques. *Bull Soc Franc Min Crist* 96: 320-321
- Boeke HF (1914) Die granatgruppe. *Zeits Krist* 53: 149-157
- Boettcher AL (1970) The system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *J Petrology* 11: 337-379
- Bonczar LJ, Graham EK, Wang H (1977) The pressure and temperature dependence of the elastic constants of pyrope garnet. *J Geophys Res* 82: 2529-2534
- Boriani A, Dal Piaz GV, Hunziker JC, Von Raumer J, Sassi FP (1974) Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi. *Mem Soc Geol Ita* 13: 165-225

- Boyd FR, England JL (1959) Pyrope. Carnegie Inst Wash Year Book 58: 83-87
- Brauns R (1891) Die optische anomalien der Krystalle. S Hierzd, Leipzig
- Brouwer HA (1926) Zur geologie der Sierra Nevada. Geol Runds 17: 118-137
- Brouwer HA (1926) The structure of the Sierra Nevada. Proc Kon Neder Wet 29: 678-682
- Brown EH (1966) Metamorphic facies and structure of a region in eastern Otago, New Zealand. Ph D Thesis Univ California, Berkeley
- Brown EH (1967) The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. Contrib Mineral Petrol 14: 259-292
- Brown EH (1969) Some zoned garnets from the greenschist facies. Am Mineral 54: 1662-1677
- Bryhni I, Griffin WL (1971) Zoning in eclogite garnet from Nordfjord, west Norway. Contrib Mineral Petrol 32: 112-125
- Bryhni I, Krogh EJ, Griffin WL (1977) Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review. N Jb Mineral Abh 130: 49-68
- Burns RG, Burns VM (1971) Study of the crystal chemistry of titaniferous garnets by Mössbauer spectroscopy. Geol Soc 3: 519-520
- Butler BCM (1967) Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. J Petrology 8: 233-267
- Camargo WGR de, Madureira Filho JB de (1976) New diagrams for physical determination of garnet. An Acad Brasil Cien 48: 57-68
- Carmichael DM (1970) Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. J Petrology 11: 147-181
- Carswell DA, Gibbs FGF (1980) Geothermometry of garnet lherzolite nodules with special reference to those from kimberlites of northern Lesotho. Contrib Mineral Petrol 74: 403-416
- Carswell DA, Griffin WL (1981) Calculations of the equilibration conditions for garnet granulite and garnet websterite nodules in African kimberlites pipes. Tscherma's Min Petr Mitt 28: 229-244
- Cawthorn RG, Collerson KP (1974) The recalculation of pyroxene end member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. Am Mineral 59: 1203-1208
- Clark JR, Papike JJ (1968) Crystalchemical characterization of omphacites. Am Mineral 53: 840-868
- Clark P (1957) Absorption spectra of some silicates in the visible and near infrared. Am Mineral 42: 732-742
- Coleman RG, Lee DE, Beatty LB, Brannock WW (1965) Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol Soc Am Bull 76: 483-508
- Corbett CJ, Phillips GN (1981) Regional retrograde metamorphism of a high grade terrain: The Willyama Complex, Broken Hill, Australia. Lithos 14: 59-73

- Cortesogno L, Ernst WG, Galli M, Messiga B, Pedemonte GM, Piccardo GB (1977) Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *J Geology* 85: 255-277
- Crawford ML (1966) Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and south Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contrib Mineral Petrol* 13: 269-294
- Crawford ML (1974) Calcium zoning in almandine: a model based on plagioclase equilibria. In: MacKenzie WS, Zussman J (ed) *The Feldspars*, Manchester University press, pp 629-644
- Crawford ML (1977) Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Canadian Mineral* 15: 243-249
- Cressey G (1978) Exsolution in almandine-pyrope-grossular garnet. *Nature* 271: 533-534
- Cressey G (1981) Entropies and enthalpies of aluminosilicate garnets. *Contrib Mineral Petrol* 76: 413-419
- Cressey G, Schmid R, Wood BJ (1978) Thermodynamic properties of almandine-grossular garnet solid solution. *Contrib Mineral Petrol* 67: 397-404
- Cygan RT, Lasaga AC (1982) Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets. *Contrib Mineral Petrol* 79: 187-200
- Chase AB, Lefever RA (1960) Birefringence of synthetic garnets. *Am Mineral* 45: 1126-1129
- Chinner GA (1960) Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. *J Petrology* 1: 178-214
- Chinner GA (1962) Almandine in thermal aureoles. *J Petrology* 3: 316-340
- Chinner GA (1965) The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. *Mineral Mag* 34: 132-143
- Chinner GA, Schairer J (1962) The join $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ - $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ - $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at atmospheric pressure. *Am J Sci* 260: 611-634
- Dahl PS (1980) The thermal-compositional dependence of Fe^{2+} -Mg distribution between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. *Am Mineral* 65: 854-866
- Dal Piaz GV, Zirpoli G (1979) Occurrence of eclogite relics in the ophiolite nappe from Marine d'Albo, northern Corsica. *N Jb Mineral Mh*: 118-122
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1963) *Rock Forming Minerals: vol I, Ortho- and Ring Silicates*. Longmans, London
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1978) *Rock Forming Minerals: vol IIA, Single chain silicates*. Longmans, London
- Demange M (1978) Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France). II Variation de la composition chimique des minéraux. *Bull Min* 350-355

- Dempsey MJ (1980) Evidence for structural changes in garnet caused by calcium substitution. *Contrib Mineral Petrol* 71: 281-282
- Descloizeaux A (1867) *Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux*. Paris Inst Imp France 18
- Díaz de Federico A (1980) Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua (Cordillera Bética). Tesis Doctoral Univ Granada (ined)
- Díaz de Federico A, Gómez Pugnare MT, Puga E, Sassi FP (1979) New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleres, Spain). *N Jb Geol Paläont Mh*: 557-585
- Díaz de Federico A, Puga E (1980) Memoria explicativa de la Hoja de Guejar-Sierra (1027) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 IGME
- Dietvorst E.J.L. (1982) Retrograde garnet zoning at low water pressure in metapelitic rocks from Kemiö, SW Finland. *Contrib Mineral Petrol* 79: 37-45
- Dropp GTR (1981) Alpine metamorphism of pelitic schists in the South-East Tauern Window, Austria. *Schweiz Mineral Petr Mitt* 61: 237-273
- Dudley PP (1969) Electron microprobe analyses of garnet in glaucophane schists and associated eclogites. *Am Mineral* 54: 1139-1150
- Edmunds WM, Atherton MP (1971) Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad aureole, Donegal, Eire. *Lithos* 4: 147-161
- Edwards AC (1976) A comparison of the methods for calculating Fe³⁺ contents of clinopyroxenes from microprobe analysis. *N Jb Mineral Mh*: 508-512
- Egeler GC (1963) On the tectonic of the Eastern Betic Cordilleres. *Geol Rundsch* 53: 260-269
- Ellis DJ, Green DH (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib Mineral Petrol* 71: 13-22
- Engel AEJ, Engel CG (1960) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York Part II Mineralogy. *Bull Geol Soc Amer* 71: 1-57
- Engels JP, Vogel DE (1966) Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in a metanorite from Cabo Ortegal (NW Spain). *N Jb Mineral Mh*: 13-19
- Ernst WG (1972) Ca-amphibole paragenesis in the Shirataki District, Central Shikoku, Japan. *Geol Soc Amer Memoir* 135: 73-94
- Ernst WG (1976) Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group, western Liguria, Italy. *Schweiz Min Petr Mitt* 56: 293-343
- Ernst WG (1981) Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps. *Am Mineral* 66: 443-472

- Ernst WG, Dal Piaz GV (1978) Mineral Parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian western Alps. *Am Mineral* 63: 621-640
- Eskola P (1914) On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull Comm Geol Finland* n° 40
- Eskola P (1920) The mineral facies of rocks *Norsk Geol Tidsskr* 6: 143-194
- Essene EJ (1982) Geologic thermometry and barometry. In: Ferry JM (ed) *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. Mineral Soc Am, *Revs in Mineral* 10: 153-193
- Essene EJ, Fyfe WS (1967) Omphacite in Franciscan metamorphic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 15: 1-23
- Essene EJ, Hensen BJ, Green DH (1970) Experimental study of amphibolite and eclogite stability. *Phys Earth Planet Interiors* 3: 378-384
- Estévez A, Pérez-Lorente F (1974) Estudio geológico del sector Cañar-Soportújar, vertiente meridional de Sierra Nevada. *Est Geol* 30: 515-541
- Eugster HP (1972) Reduction and oxidation in metamorphism (II). 24th Int Geol Congress, section 10: 3-11
- Eugster HP, Skippen GB (1967) Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria, In Abelson PA (ed) *Researches in Geochemistry* (2). John Wiley and Sons, N.Y. pp 492-520
- Euler F, Bruce JA (1965) Oxygen coordinates of compounds with garnet structures. *Acta Cryst* 19: 971-978
- Evans BW, Guidotti CV (1966) The sillimanite-potash Feldspar isograd in Western Maine, USA. *Contrib Mineral Petrol* 12: 25-62
- Fediukova E, Suk M (1973) Elongate and zoned garnets from rocks of the Gula Schist Group, Faeren-Inndalen area, Trondheim region. *Norges Geol Unders* 289: 15-29
- Feininger T (1980) Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *J Petrology* 21: 107-140
- Fenoll Hach-Ali P, Martín Vivaldi JL (1970) Estudio cristalográfico de granates de facies metamórficas de Sierra Nevada. *Bol Geol Min* 81: 614-619
- Ferry JM (1980) A comparative study of geothermometers and geobarometers in pelitic schists from south-central Maine. *Am Mineral* 65: 720-732
- Finger LW (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. Annual report. Carnegie Inst Wash 1971-1972: 600-603
- Fleet ME, Barnett RI (1978) Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine Sudbury, Ontario. *Canadian Mineral* 16: 527-532
- Fleischer M (1937) The relation between chemical and physical properties in the garnet group. *Am Mineral* 22: 751-759

- Fleming PD (1972) Mg-Fe distribution between coexisting garnet and biotite, and the status of fibrolite in the andalusite-staurolite zone of the Mt Lofty Ranges, South Australia. *Geol Mag* 109: 477-482
- Fonteilles M, Guitard G (1971) Sur les conditions de formation du grenat almandin et de la staurolite dans les métapélites mésozonales hercyniennes des Pyrénées orientales: mise en évidence de variations mineures du type de métamorphisme. *C R Acad Sci Paris* 273 sér D: 659-662
- Ford WE (1915) A study of the relations existing between the chemical, optical and other physical properties of the members of the garnet group. *Am J Sci* 60: 33-49
- Franceschelli M, Memmi I, Ricci CA (1982) Ca distribution between almandine-rich garnet and plagioclase in pelitic and psammitic schists from the metamorphic basement of north-eastern Sardinia. *Contrib Mineral Petrol* 80: 285-295
- French BM (1966) Some geologic implications of equilibrium between graphite and a C-H-O gas phase at high temperatures and pressures. *Rev Geophys* 4: 223-253
- Frost MJ (1962) Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geol Mag* 99: 427-438
- Fry N, Fyfe WS (1969) Eclogites and water pressure. *Contrib Mineral Petrol* 24: 1-6
- Galwey AK, Jones KA (1963) An attempt to determine the mechanism of a natural mineral-forming reaction from examination of the products. *J Chem Soc* : 5681-5686
- Galwey AK, Jones KA (1966) Crystal size frequency distribution of garnet in some analysed metamorphic rocks from Mallaig Inverness, Scotland. *Geol Mag* 103: 143-152
- Ganguly J (1968) Analysis of stability of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-O}_2$. *Am J Sci* 26: 277-298
- Ganguly J (1969) Chloritoid stability and related parageneses; theory experiments and applications. *Am J Sci* 267: 910-944
- Ganguly J (1972) Staurolite stability and related parageneses; theory experiments and applications. *J Petrology* 13: 335-365
- Ganguly J (1976) The energetics of natural garnet solid solution: II Mixing of the calcium silicate end-members. *Contrib Mineral Petrol* 55: 81-90
- Ganguly J (1979) Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim Cosmochim Acta* 43: 1021-1029
- Ganguly J, Kennedy GC (1974) The energetics of natural garnet solid solution. I Mixing of the aluminosilicate end-members. *Contrib Mineral Petrol* 48: 137-148

- Garrels RM, Mackenzie FT (1971) Evolution of sedimentary rocks. Norton Co Inc, New York
- Geller S (1967) Crystal chemistry of the garnets. Zeits Krist 125: 1-47
- Geller S, Miller CE (1959) The synthesis of uvarovite. Am Mineral 44: 445-446
- Geller S, Miller CE (1959) Substitution of Fe^{3+} for Al^{3+} in synthetic spessartine. Am Mineral 44: 665-667
- Gentile A, Roy R (1960) Isomorphism and crystalline solubility in the garnet family. Am Mineral 45: 705-711
- Ghent ED, Coleman RG ((1973) Eclogites from south-western Oregon. Bull Geol Soc Am 84: 2471-2488
- Gibbs GV, Smith JV (1965) Refinement of the crystal structure of synthetic pirope. Am Mineral 50: 2023-2039
- Goldschmidt VM (1911) Skrifter Videnskap Selskap I Mat-Naturw Kl 2
- Goldschmidt VM (1921) Geologisch-petrographische studien im hochgebirge des südlichen Norwegen V Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiet. Skrifter Videnskapslig Selskap I Math-Naturw Kl 10
- Gómez Pugnaire MT (1979) Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Doctoral Univ Granada
- Gómez Pugnaire MT (1979) Some considerations on the highest temperature reached in outcropping rocks of the Nevado-Filabride complex in the Sierra de Baza during the Alpine metamorphism. N Jb Mineral Abh 135: 75-87
- Gómez Pugnaire MT, Chacón J, Mitrofanov F, Timofeev V (1981) Firts report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordilleras, Spain) N Jb Geol Palaont Mh: 176-180
- Gómez Pugnaire MT, Mottana A, Bocchio R, Liborio G, Abraham K (1979) Coronitic eclogites in the Sierra de Baza (Betic Cordilleras, Spain). N Jb Mineral Abh 136: 42-62
- Goossens PJ (1970) Le comportement des grenats dans les séries métamorphiques de Zermatt (Suisse). Schweiz Min Petr Mitt 50: 291-320
- Grant JA, Weiblen PW (1971) Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. Am J Sci 270: 281-296
- Green DH, Lockwood JP, Kiss E (1968) Eclogite and almandine-jadeite-quartz rock from the Guajira Peninsula, Colombia, South America. Am Mineral 53: 1320-1335
- Guidotti CV, Sassi FP (1976) Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. N Jb Mineral Abh 127: 97-142
- Gustafson WI (1974) The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. J Petrology 15: 455-496
- Hamm HM, Vieten K (1971) Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe^{3+} -Gehaltes von Klinopyroxen aus Elektronenstrahl-Mikroanalyse. N Jb Mineral Mh: 310-314

- Hariya Y, Kimura M (1978) Optical anomaly garnet and its stability field at high pressures and temperatures. J Fac Sci Hokkaido Univ 18: 611-624
- Hariya Y, Nakano S (1972) Experimental study of the solid solution between the grossular-almandine series. J Fac Sci Hokkaido Univ 15: 173-178
- Harker A (1939) Metamorphism. Methuen (2nd Ed) London
- Harte B, Henley KJ (1966) Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks. Nature 210: 689-692
- Hartman JF (1969) Can Ti^{4+} replace Si^{4+} in silicates?. Mineral Mag 37: 366-369
- Hays JF (1967) Lime-alumina-silica. Carnegie Inst Wash Year book 65: 234-239
- Hays JF, Bell PM (1973) Albite-jadeite-quartz equilibrium: a hydrostatic determination. Carnegie Inst Wash Year book 72: 706-708
- Hazen RM, Finger LW (1978) Crystal structures and compressibilities of pyrope and grossular to 60 Kbar. Am Mineral 63: 297-303
- Hensen BJ (1976) The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica. Progr Expt Petrol NECR 3: 22-24
- Hensen BJ, Schimid R, Wood BJ (1975) Activity-composition relationships for pyrope-grossular garnet. Contrib Mineral Petrol 51: 161-166
- Hess PC (1971) Prograde and retrograde equilibrium in garnet-cordierite gneisses in south-central Massachusetts. Contrib Mineral Petrol 30: 177-195
- Hoinkes G (1981) Mineralreaktionen un Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Oetztaler Alpen). Tschermaks Min Petr Mitt 28: 31-54
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicates phase diagram. Am J Sci 271: 91-131
- Holdaway MJ, Lee SM (1977) Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contrib Mineral Petrol 81: 175-193
- Holland TJB (1977) High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern window, Austria. J Geology 87: 1-27
- Holland TJB (1979) Experimental determination of the reaction $paragonite = jadeite + kyanite + H_2O$ and internally consistent thermodynamic data for part of the system $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ with application to eclogites and blueschist. Contrib Mineral Petrol 68: 293-301
- Holland TJB (1980) The reaction $albite = jadeite + quartz$ determined experimentally in the range 600-1200°C. Am Mineral 65: 129-134
- Hollister LS (1966) Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science 154: 1647-1651

- Hollister LS (1968) Compositional characteristics of sector-zoned staurolite. *Trans Am Geophys Union* 49: 345-346
- Hollister LS (1969) Contact metamorphism in the Kwoiek Area of British Columbia. An end member of the metamorphic process. *Geol Soc Am Bull* 80: 2465-2494
- Hollister LS (1977) The reaction forming cordierite from garnet, the Kntada Lake metamorphic complex, British Columbia, *Canadian Mineral* 15: 217-229
- Horai KI (1971) Thermal conductivity of rocks-forming minerals. *J Geophys Res* 76: 1278-1308
- Hoschek G (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 22: 208-232
- Howie RA, Woolley AR (1968) The role of titanium and the effect of TiO_2 on the cell-size, refractive index and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. *Mineral Mag* 36: 775-790
- Hsu LC (1968) Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J Petrology* 9: 40-83
- Hsu LC (1980) Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at $PH_2O=2Kb$. *Contrib Mineral Petrol* 71: 407-415
- Hsu LC Burnham CW (1969) Phase relationships in the system $Fe_3Al_2Si_3O_{12}-Mg_3Al_2Si_3O_{12}-H_2O$ at 2,0 Kilobars. *Geol Soc Am Bull* 80: 2393-2408
- Huckenholz HG (1975) Uvarovite stability in the $CaSiO_3-Cr_2O_3$ join up to 10Kbar. *Carnegie Inst Wash Year Book* 74: 446-453
- Huckenholz HG, Hölzl E, Lindhuber W (1975) Grossularite, its solidus and liquidus relations in the $CaO-Al_2O_3-H_2O$ system up to 10 Kb. *N Jb Mineral Abh* 124: 1-46
- Huckenholz HG, Knittel D (1975) Uvarovite: stability of uvarovite-grossularite solid solution at low pressure. *Contrib Mineral Petrol* 49: 211-232
- Huckenholz HG, Lindhuber W, Springer J (1974) The join $CaSiO_3-Al_2O_3-Fe_2O_3$ of the $CaO-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ quaternary system and its bearing on the formation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes. *N Jb Mineral Abh* 124: 1-46
- Huckenholz HG, Yoder HI (1971) Andradite stability relations in the $CaSiO_3-Fe_2O_3$ join up to 30 Kb *N Jb Mineral Abh* 114: 246-280
- Huggins FE, Virgo D, Huckenholz HG (1977) Titanium-containing silicate garnet. I the distribution of Al, Fe^{3+} and Ti^{4+} between octahedral and tetrahedral sites. *Am Mineral* 62: 475-490
- Hull FC, Houk WJ (1953) Statistical grain structure studies: Plane distribution curves of regular polyhedrons. *J Metals* 195: 565-572
- Hutchinson CS (1974) *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley and Sons. New York
- Isaacs T (1965) A study of uvarovite. *Mineral Mag* 35: 38-45
- Ito J, Frondel C (1967) Synthetic zirconium and titanium garnets. *Am Mineral* 52: 773-781

- Ito J, Frondel C (1968) Synthesis of the grosularite-spessartite series. *Am Mineral* 53: 1036-1038
- Jaffe HW (1951) The role of Yttrium and other minor elements in the garnet group. *Am Mineral* 36: 133-155
- Jones KA, Galwey AK (1964) A study of possible factor concerning garnet formation in rocks from Ardara, Co. Donegal, Ireland. *Geol Mag* 101: 76-93
- Jones KA, Galwey AK (1966) Size distribution, composition, and growth kinetics of garnets crystals in some metamorphic rocks from the west of Ireland. *Quartl J Geol Soc London* 122: 29-42
- Kaminen DC (1976) Coexisting garnet and chlorite in crystalline rocks. *N Jb Mineral Mh*: 174-185
- Kano H, Kuroda Y (1973) On the chemistry on coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rocks, central Abukuma, Japan. *79: 621-641*
- Kasper UH (1974) (Contributions to the knowledge of the garnets of the Sebes-Lotru Series, South Carpathians) *An Stiint Univ "AI I Cuza" Iasi, Sect. 2b* 20: 51-54
- Keesman I, Matthes S, Schreyer W, Seifert F (1971) Stability of almandine in the system $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at elevated pressures. *Contrib Mineral Petrol* 3f: 132-144
- Kepezhinskas KB (1973) Pressure variability during medium-temperature metamorphism of metapelites. *Lithos* 6: 145-158
- Kerr A (1981) Zoning in garnets from mainland Lewisian. *Mineral Mag* 44: 191-194
- Khattak CP, Wang FFY (1976) Perovskites and garnets. Report 1976 BNL - 21638: 173 pp *Erda Energy*
- Klein CJr (1966) Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, southwestern Labrador. *J Petrology* 7: 246-305
- Kozu S, Machibai I, Takeuchi T, Omori K (1946) Optical anomaly and zonal structure of garnets on effect of temperature (Preliminary report) *J Japan Assoc Mineral Petrol Econ Geol* 23: 152-162
- Kramm U (1973) Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot Massif; Ardennes *Contrib Mineral Petrol* 41: 179-196
- Kretz R (1959) Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of southwestern Quebec. with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *J Geology* 67: 371-402
- Kretz R (1964) Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. *J Petrology* 5: 1-20
- Kretz R (1966) Grain-size distribution for certain metamorphic minerals in relation to nucleation and growth. *J Geology* 74: 147-173
- Kretz R (1973) Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Mineral* 12: 1-20

- Kretz R(1974) Some models for the rate of crystallization of garnet in metamorphic rocks. *Lithos* 7: 123-131
- Krogh EJ (1980) Compatible P-T conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund Area, Western Norway. *Contrib Mineral Petrol* 75: 387-397
- Kuno H (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull Vulcanol* 29: 195-222
- Kuno H(1969) Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. *Geol Soc Am Mem* 115: 189-234
- Kurat G, Scharbert HG (1972) Compositional zoning in garnet from granulite facies rocks of the Moldanubian zone, Bohemian Massif of lower Austria. *Earth Planet Sci Lett* 16: 379-387
- Kurata H, Banno S (1974) Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sanbagawa metamorphic terrain in central Sikoku. *Japan J Petrology* 15: 361-382
- Kwak TAP (1974) Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures. *Contrib Mineral Petrol* 44: 57-80
- Laird J(1982) Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks. In: Veblen DR, Ribbe PH (ed) *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineral Soc Am, *Revs in Mineral* 9B: 113-159
- Lambert RSJ (1959) The mineralogy and metamorphism of the Moine schist of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans R Soc Edinb* 63: 553
- Lasaga AC, Richardson SM, Holland HC (1977) Mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In Saxena SK and Bhattacharji S (ed) *Energetics of Geological Processes*, Springer-Verlag Berlin pp 353-388
- Leake BE (1964) The chemical distinction between ortho and para amphiboles. *J Petrology* 5: 238-254
- Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles. *Am Mineral* 63: 1023-1052
- Leoni L, Orlandi P (1975) Il granate di Mte Arsiccio (Alpi Apuane). *Rend Soc Ita Min Petr* 31: 73-78
- Leoni L, Palasciano A, Troysi M (1976) Ricerche sulla microdurezza dei silicati III-I granati. *Atti Soc Toscana Sci Natur, Mem Ser A* 83: 110-120
- Lessing P, Standish RP (1973) Zoned garnet from Crested Butte, Colorado. *Am Mineral* 58: 840-842
- Levien L, Prewitt CT, Widner DJ (1979) Compression of pyrope. *Am Mineral* 64: 805-808
- Levin SB (1949) The physical analysis of polycomponent garnet (abstract). *Am Mineral* 34: 279
- Linthout K, 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 garnet in (quartzo)-pelitic metamorphites of the deeper tectonic units of the Betic Cordillera (SE Spain). *Proc Kon Ned Akad Wetensch* 71: 297-312

- Loomis TP (1975) Reaction zoning of garnet. *Contrib Mineral Petrol* 52: 285-305
- Loomis TP (1976) Irreversible reactions in high-grade metapelitic rocks. *J Petrology* 17: 559-588
- Loomis TP (1978) Multicomponent diffusion in garnet: I Formulation of isothermal models. *Am J Sci* 278: 1099-1118
- Loomis TP (1978) Multicomponent diffusion in garnet: II Comparison of models with natural data. *Am J Sci* 278: 1119-1137
- López Ruiz J (1976) The zoning of garnets as an indicator of the P-T history of their host-rocks. *Ann Soc Geol Belgique* 99: 337-346
- López Ruiz J, García Cacho L (1975) Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. *Bol Geol Min* 86: 614-618
- López Ruiz J, Rodríguez Badiola E, García Cacho L (1975) El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. *Sistema Central español. Mem Inst Geol Min España* 86 127 pp
- Lovering JF, White AJR (1969) Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate. Australia. *Contrib Mineral Petrol* 21: 9-52
- Maaløe S, Wyllie PJ (1979) The join grossularite-pyrope at 30 Kb and its petrological significance. *Am J Sci* 279: 2881-301
- Mallard E (1876) *Explications des phénomènes optiques anomaux*. Ed Dunod Paris
- Manning PG (1967) The optical absorption spectra of the garnets, almandine-pyrope, pyrope and spessartine and some structural interpretation of mineralogical significance. *Canadian Mineral* 9: 237-251
- Manning PG (1969) Optical absorption studies of grossular, andradite (var. colophonite), and uvarovite. *Canadian Mineral* 6: 723-729
- Manning PG (1972) Optical absorption spectra of Fe^{3+} in octahedral and tetrahedral sites in natural garnets. *Canadian Mineral* 11: 826-839
- Maresch WV, Abraham K (1981) Petrography, mineralogy, and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarite, Venezuela. *J Petrology* 22: 337-362
- Martín Ramos JD (1976) *Las micas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral. Univ Granada
- Martín Ramos JD, Rodríguez Gallego M (1978) Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristaloquímicos de micas. Aplicación a las Cordilleras Béticas. *Reunión Geodin Cordilleras Béticas y Mar de Alborán*. pp 115-123
- Matejovská O (1970) Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubicum, Czechoslovakia. *N Jb Mineral Mh*: 249-263
- Matthes S (1961) Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. *Geochim Cosmochim Acta* 23: 233-294

- McAteer C (1976) Formation of garnet in a rock from Mallaig. *Contrib Mineral Petrol* 55: 293-301
- McConnell D (1964) Propriétés physiques des grenates. Calcul de la dimension de la maille unité à partir de la composition chimique. *Bull Soc Franc Min Crist* 89: 14-17
- McConnell D (1964) Refrignence of garnets and hydrogarnets. *Canadian Mineral* 8: 11-22
- McIver JR, Mihálik P (1975) Stannian andradite from "Davib Ost", South West Africa. *Canadian Mineral* 13: 217-221
- Meagher EP (1980) The crystal structures of pyrope and grossularite at elevated temperatures. *Am Mineral* 60: 218-228
- Meagher EP (1980) Silicate garnets. In: Ribbe PH (ed) *Orthosilicates*. *Mineral Soc Am, Revs in Mineralogy* 5: 25-60
- Melson WG (1966) Phase equilibria in calc-silicate hornfels, Lewis and Clark County, Montana. *Am Mineral* 51: 402-421
- Menzer G (1926) Die Kristallstruckture von granat. *Zeits Krist* 63: 157-158
- Menzer (1928) Die Kristallstruktur der granate. *Zeits Krist* 69: 300-396
- Merwin HE (1915) Geology and ore deposits of Copper Mountain and Kaasan Peninsula, Alaska. *US Geol Survey Prof Paper* 87: 108
- Miller C (1977) Mineral parageneses recording the P,T history of Alpine eclogites in the Tauern window, Austria. *N Jb Mineral Abh* 130: 69-77
- Miyashiro A (1953) Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim Cosmochim Acta* 4: 179-208
- Miyashiro A (1964) Oxidation and reduction in the earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geochim Cosmochim Acta* 28: 717-729
- Miyashiro A (1973) *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Allen & Unwin, London
- Miyashiro A (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet Sci Lett* 19: 218-224
- Miyashiro A, Shido F (1973) Progressive compositional change of garnet in metapelite. *Lithos* 6: 13-20
- Moench RH, Meyrowitz R (1964) Goldmanite, a vanadium garnet from Laguna, New Mexico. *Am Mineral* 49: 644-655
- Moore RK, White WB (1972) Electronic spectra of transition metal ions in silicate garnets. *Canadian Mineral* 11: 791-811
- Morgan BA (1970) Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *J Petrology* 11: 101-145
- Mori T, Green DH (1978) Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J Geology* 86: 83-97

- Mottana A (1970) Distribution of element co-existing phase in amphibole bearing eclogites. N Jb Mineral Abh 112: 161-187
- Mottana A (1974) Melting of spessartine at high pressure. N Jb Mineral Mh: 256-271
- Mottana A (1977) Petrochemical characteristics of the western Alps eclogites. N Jb Mineral Abh 130: 78-88
- Mueller RF (1961) Analysis of relation among Mg, Fe and Mn in certain minerals. Geochim Cosmochim Acta 25: 267-296
- Müller G, Schneider A (1971) Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. Contrib Mineral Petrol 31: 178-200
- Mulligan R, Jambor JL (1968) Tin bearing silicates from skarns in the Cassiar, District, Northern British Columbia. Canadian Mineral 9: 358-370
- Mysen BO, Heier KS (1972) Petrogenesis of eclogites in high grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidlan eclogite, western Norway. Contrib Mineral Petrol 36: 73-94
- Mysen BO, Griffin WL (1973) Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. Am Mineral 56: 60-63
- Naka S, Suwa Y, Kameyama T (1975) Solid solubility between uvarovite and spessartite. Am Mineral 60: 418-422
- Nandi K (1967) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. Mineral Mag 36: 89-93
- Němec D (1967) The miscibility of the pyralspite and grandite molecules in garnets. Mineral Mag 36: 389-402
- Newton RC (1966) Some calc-silicate equilibrium relations. Am J Sci 264: 204-222
- Newton RC, Charlu TV, Kleppa OY (1977) Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Geochim Cosmochim Acta 41: 369-377
- Newton RC, Smith JV (1967) Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. J Geolgy 75: 268-286
- Newton RC, Wood BJ (1980) Volume behavior of silicate solid solutions. Am Mineral 65: 733-745
- Nieto García F (1982) Las cloritas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ Granada
- Novak GA, Gibbs, GV (1971) The crystal chemistry of the silicate garnets. Am Mineral 56: 791-825
- Novak JM, Holdaway MJ (1981) Metamorphic petrology, mineral equilibria, and polymetamorphism in the Augusta quadrangle, south-central Maine. Am Mineral 66: 51-69
- O'Hara MJ (1960) A garnet-hornblende-pyroxene rock from Glenelg, Invernesshire. Geol Mag 97: 145-146
- O'Hara MJ, Mercy ELP (1966) Exceptionally calcic pyralspite from South African kyanite eclogite. Nature 212: 68-69

- Okrusch M (1971) Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinbach aureola, Bavaria. *Contrib Mineral Petrol* 32: 1-23
- Olimpio JC, Anderson DE (1978) The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. *Am Mineral* 63: 677-689
- Ono A (1976) Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoike metamorphic rocks of Central Japan. *J Japan Assoc Min Petr Econ Geol* 71: 308-325
- Papike JJ, Cameron KL, Baldwin K (1974) Amphibole and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimated of ferric iron from microprobe data. *Geol Soc Am Abst Prog* 6: 1053: 1054
- Perchuk LL (1969) The staurolite-garnet thermometer. *Dokl Acad Sci USSR, Earth Sci Sect* 186: 189-191
- Perkins D, Essene EJ, Westrum Jr EF, Wall VJ (1977) Application of new thermodynamic data to grossular phase relations. *Contrib Mineral Petrol* 64: 137-147
- Pfann WG (1952) Principles of zone melting. *Trans Am Inst Mining Met Eng* 194: 747-753
- Pieri R de (1974) Osservazioni sul chimismo dei granate di scisti austro-alpini (Alto Adige). *Studi Trentini Scienze Naturali* 51: 5-29
- Pieri R de, Galetti G (1972) Analisis alla microsonda di granati zonati in scisti austroalpini delle Valli Fosse, Passiria e Ridanna (alto Adige). *Mem Inst Geol Min Univ Padova* 24: 1-33
- Polderwaard A, (1955) Chemistry of the earth's crust. *Geol Soc Am Spc Paper* 62: 119-144
- Powell CMA, Vernon RH (1979) Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a Karakoran Schist. *Tectonophysics* 54: 25-43
- Prandl W (1966) Verfeinerung der Kristallstruktur des grossulars mit neutronen-un rontgenstrahlbeugug. *Zeits Krist* 123: 81-116
- Puga E (1971) Investigaciones Petrologicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral Univ Granada (2ª impresión 1976)
- Puga E (1977) Sur L'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillere Bétique, Espagne du Sud) d'eclogites et sur leur origine probable á partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C.R. Acad Eci Paris Ser D* 285: 1379-1382
- Puga E, Díaz de Federico A (1976) Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada complex (Betic Cordillera Spain). *Cuad Geol Univ Granada* 7: 161-171
- Puga E, Díaz de Federico A (1978) Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. Reunión Geodin Cordillera Bética y Mar de Alborán: 79-112
- Puga E, Díaz de Federico A, Fontboté JM (1974) Sobre la individualización de las unidades profundas de la zona Bética. *Est Geol* 30:543-548

- Puga E, Fontboté JM, Martin-Vivaldi JL (1975) Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain). *Schweiz Min Petr Mitt* 55: 227-241
- Quareni S, Pieri R de (1966) La struttura dell'andradite. *Mem Accad Patavina Sci Lett Art Pad* 78: 151-170
- Raheim A (1975) Mineral zoning a record of P-T history of Precambrian eclogites. *Lithos* 8: 221-236
- Raheim A, Green DH (1974) Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib Mineral Petr* 48: 179-203
- Raheim A, Green DH (1975) P.T. paths of natural eclogites during metamorphism a record of subduction. *Lithos* 8: 317-328
- Rakai RJ (1975) Crystal structure of spessartine and andradite at elevated temperatures. M Sc Thesis Univ British Columbia
- Ramberg H (1952) The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Univ Chicago Press
- Ramberg H, Vore GW de (1951) The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes. *J Geology* 59: 193-210
- Rast N (1965) Nucleation and growth of metamorphic mineral. In: Pitcher WS, Flinn GW (ed) Controls of Metamorphism. Oliver & Boyd, Edinburgh. pp 73-102
- Reinsch D (1979) Glaucophanites and eclogites from Val Chiusella, Sesia Lanzo Zone (Italian Alps). *Contrib Mineral Petrol* 70: 257-266
- Richter W (1973) Vergleichende Untersuchungen an ostalpineen Eklogiten. *Tschermaks Min Petr Mitt* 19: 1-50
- Rickwood PC (1968) On recasting analyses of garnet into end-member molecules. *Contrib Mineral Petrol* 18: 175-198
- Rinne F (1925) Feinbauliche erörterungen und röntgenographische erfahrungen über optische anomalien. *Centralblatt Miner Geol Paläont* 225-241
- Rosenbusch H (1873) Mikroskopische physiographie. Stuttgart
- Roy DM, Roy R (1957) System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-6H_2O$ VI: The grossularite $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$ join. *Bull Geol Soc Am* 68: 1788-1789
- Runciman WA, Marshall M (1975) The magnetic circular dichroism of pyrope almandine garnets. *Am Mineral* 60: 1122-1124
- Runciman WA, Sengupta D (1974) The spectrum of Fe^{2+} ions in silicate garnets. *Am Mineral* 59: 563-566
- Ryburn RJ, Raheim A, Green DH (1976) Determination of the P.T. paths of natural eclogites during metamorphism-record of subduction. A correction to a paper by Raheim & Green (1975). *Lithos* 9: 161-164
- Sassi FP, Scolari A (1974) The b_0 value of the potassic white micas of a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contrib Mineral Petrol* 45: 143-152
- Saxena SK (1968) Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. *Am Mineral* 53:994-1014

- Saxena SK (1968) Distribution of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene in rock of varying metamorphic grade. *Am Mineral* 53: 2018-2024
- Saxena SK (1973) *Thermodynamics of rock-forming crystalline solutions*. Springer-Verlag Berlin
- Saxena SK (1979) Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 70: 229-235
- Schmid R (1966) Granatchemismus als Indikator des metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano (Nord Italien). *Schweiz Min Petr Mitt* 46: 683-687
- Schmid R, Wood BJ (1976) Phase relationships in granulitic retpelites from the Ivrea-Verbano (Northe Italy). *Contrib Mineral Petrol* 54: 255-279
- Schoneveld C (1977) A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics* 39: 453-471
- Schreyer W, Seifert F (1969) High pressure phases in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am J Sci* 276A: 407-443
- Schwartz KB, Burns RG (1978) Mössbauer spectroscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnet. *Trans Am Geophys Union* 59: 395-396
- Sen SK, Chakraborty KR (1968) Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. *N J Mineral Abh* 108: 181-207
- Shannon RD, Prewitt CT (1969) Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst* B25: 925-946
- Shaw DM (1956) *Geochemistry of pelitic rocks. III Major elements and general geochemistry*. *Bull Geol Soc Am* 67: 919-934
- Sighinolfi G (1967) *Metamorfismo regionale di alto grado: I granati, Parte I* *Period Min Roma* 36: 485-513
- Skinner BJ (1956) Physical properties of the garnet group. *Am Mineral* 41: 428-436
- Smulikowski K (1964) An attempt at eclogite classification. *Bull Akad Polon Sci* 12: 27-34
- Smulikowski K (1965) Chemical differentiation of garnet and clinopyroxene in eclogites. *Bull Akad Polon Sci* 13: 11-18
- Smulikowski K (1972) Classification of eclogites and allied rocks. *Kristalinikum* 9: 107-130
- Snow RB (1943) Equilibrium relationships on the liquidus surface in part of the $MnO-Al_2O_3-SiO_2$ system, *J Am Ceram Soc* 16: 11
- Sobolev NV (1970) Eclogites and peridotites from the kimberlites of Yakutia. *Physic Earth Planet Interior*, 3: 398-404
- Sobolev NV, Lavrent'ev JVG (1971) Isomorphous sodium admixture in garnet formed at high pressures. *Contrib Mineral Petrol* 31 1-2
- Spry A (1969) *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford.
- Sriramadas A (1957) Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Am Mineral* 42: 294-298

- Stanton RL, Williams KL (1978) Garnet compositions at Broken Hill, New South Wales, as indicators of metamorphic processes. *J Petrology* 19: 514-529
- Storre B (1970) Stabilitätsbedingungen grossular-führender paragenesen im system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contrib Mineral Petrol* 29: 145-162
- Stose GW, Glass JJ (1938) Garnet crystals in cavities in metamorphosed Triassic Conglomerate in York County, Pennsylvania. *Am Mineral* 23: 430-435
- Sturt BA (1962) The composition of garnet from pelitic schist in relation to the grade of regional metamorphism. *J Petrology* 3: 181-191
- Takeuchi Y, Haga N (1976) Optical anomaly and structure of silicate garnets. *Proc Japan Acad* 52: 228-231
- Takeuchi Y, Hagan N, Umizu S, Sato G (1982) The derivative structure of silicates garnets in grandite. *Zeits Krist* 158: 53-99
- Taylor BE, Liou JG (1978) The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *Am Mineral* 63: 378-393
- Thompson AB (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: I Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am J Sci* 276: 401-424
- Thompson AB (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: II Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am J Sci* 276: 425-454
- Thompson JB Jr, Norton SA (1968) Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: Zen E-an (ed) *Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, Intersci New York pp 319-327
- Tilley CE (1925) A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quart J Geol Soc Lond* 81: 100-112
- Tilley CE (1926) On garnet in pelitic contact-zones. *Mineral Mag* 21: 47
- Torres Ruiz J (1980) Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ Granada, Exma. Diputación Provincial
- Torres Ruiz J, Velilla N, Fenoll Hach-Ali P (1982) Granates espartínicos y óxidos de Fe y de Ti en rocas metamórficas triásicas del Complejo Nevado-Filábride (España). *Rend Soc Ita Min Petr* 38: 629-640
- Tracy RJ (1982) Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry JM (ed). *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. *Mineral Soc Am. Revs in Mineral* 10: 355-397
- Tracy RJ, Dietsch CW (1982) High temperature retrograde reactions in pelitic gneiss, central Massachusetts. *Canadian Mineral* 20: 425-437
- Tracy RJ, Robinson P, Thompson AB (1976) Garnet composition and zoning in the determination of temperatures and pressures of metamorphism, central Massachusetts. *Am Mineral* 61: 762-775
- Triboulet C (1983) Unid- and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnets, chlorite, biotite in medium pressure meta-aciditas from Lorient-Concarneau area (South Brittany, France). *Contrib Mineral Petrol* 82: 195-204

- Tröger WE (1959) Die granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. N Jb Mineral 93: 1-44
- Trzcienski WRJ (1977) Garnet-zoning-product of a continus reaction. Canadian Min 15: 250-256
- Turner FJ (1968) Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects Mc Graw-Hill New York
- Turner FJ (1981) Metamorphic Petrology. Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. Mc Graw-Hill New York
- Turner FJ, Verhoogen J (1960) Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill New York (2nd ed)
- Tyler IM, Ashworth JR (1981) Garnet zoning and re-equilibration in the Strontian area, Scotland. Mineral Mag 44: 293-300
- Velasco F, Amigó JM, Fontán F (1981) Granates birrefringentes del skarn con magnetita de Cala, Huelva (España). Bol Soc Esp Mineralogía 4: 3-14
- Velilla N, Fenoll Hach-Alí P (1983) Granates de tipo almandino-grosularia en rocas metacarbonatadas del Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Bol Soc Esp Mineralogía: (en prensa)
- Verkaeren J (1971) Les grenats biréfringents des skarn à magnétite de San Leone (Sardaigne, SW). Bull Soc Franc Min Crist 94: 492-499
- Vernon RH (1968) Microstructures of high-grade metamorphic rock at Broken Hill, Australia. J Petrology 9: 1-22
- Vernon RH (1976) Metamorphic processes. Ed Murby, London
- Vieten K, Hamm HN (1978) Additional notes "On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe^{3+} from microprobe analyses" N Jb Mineral Mh: 71-83
- Wakita H, Shibao K, Nagashima K (1969) Yttrian spessartine from Surshoyama, Fukushima Prefecture, Japan. Am Mineral 54: 1678-1683
- Wedepohl KH (1969) Handbook of Geochemistry. Springer Verlag Berlin
- Winchell AN (1933) Elements of Optical Mineralogy, Part II. John Wiley and Sons, New York
- Winchell AN, Winchell H (1951) Elements of Optical Mineralogy. Part II John Wiley and Sons, New York (4^a ed)
- Winchell M (1958) The composition and physical properties of garnet. Am Mineral 43: 595-600
- Winkler HGF (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks. Spriger-Verlag New York (1st ed)
- Winkler HGF (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag Berlin
- Winkler HGF, Nitsch KH (1962) Zorsrtbildung bei der experimentellen metamorphose. Naturwrssenschaften 49: 602
- Wiseman JDH (1934) The central and southwest Higland epidiorites a study in progressive metamorphism. Quartl J Geol Soc London 90: 354-417

- Wit MJ de, Strong DF (1975) Eclogite-bearing amphibolites from the Appalachian mobile belt, northwest Newfoundland: dry versus wet metamorphism. *J Geology* 83: 609-627
- Wood BJ (1976) An olivine-clinopyroxene geothermometer. A discussion. *Contrib Mineral Petrol* 56: 297-303
- Wood BJ (1976) Mixing properties of tschermakitic clinopyroxenes. *Am Mineral* 61: 599-602
- Wood BJ (1977) The activities of components in clinopyroxene and garnet solid solutions and applications to rocks. *Phil Trans Roy Soc A286*: 331-342
- Woodsworth (1977) Homogenization of zoned garnets from pelitic schist *Canadian Min* 15: 230-242
- Yakovlev BC (1976) (Isomorfismo y condiciones geoquímicas de la formación de granate en rocas básicas y ferruginosas del área de Bug). (en ruso). *Mineral Sb (Lvov)* 30: 21-30
- Yardley BWD (1977) An empirical study of diffusion in garnet. *Am Mineral* 62: 793-800
- Yoder HS (1950) Stability relations of grossularite. *J Geology* 58: 221-253
- Yoder HS (1955) Almandite garnet stability range. *Am Mineral* 40: 342
- Yoder HS, Chinner GA (1960) Grossularite-pyrope-water system at 10,000 bars. *Carnegie Inst Wash Year Book* 59: 78-81
- Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J Petrology* 3: 342-532
- Zemann A, Zemann J (1961) Verfeinerung der Kristallstruktur von synthetischem pyrope, $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$. *Acta Cryst* 14: 835-837
- Zemann J (1962) Zur Kristallchemie der Granate. *Beitr Mineral Petrol* 8: 180-188
- Zhdanov VV, Malkova TP (1971) (Dependencia de la composición del granate del grado de metamorfismo y de la composición de la roca huésped) (en ruso) *Zap Vses Min Obshch* 100: 529-544
- Ziebold TD, Ogilvie RE (1964) An empirical method for electron microanalysis. *Anal Chem* 36: 322-327
- Ziegenbein D, Johannes W (1980) Graphite in C-H-O fluids: an unsuitable compound to buffer fluid composition at temperatures up to 700°C. *N Jb Mineral Mh*: 289-305
- Zwart HJ (1963) Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the central Pyrenees. *Geol Mijnbouw* 42: 143-154
- Zwart HJ (1969) Metamorphic facies series in the European Orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. *Geol Assoc Can Spec Paper* 5: 7-16