

# El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental)

Montserrat Liesa Torre-Marín

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

**Montserrat Liesa i Torre-Marín**

**EL METAMORFISME DEL VESSANT SUD  
DEL MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA  
(PIRINEU ORIENTAL)**

**Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica**

**Facultat de Geologia**

**Universitat de Barcelona**

Memòria realitzada per Montserrat Liesa Torre-Marín,  
al Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica,  
i dirigida pel Dr. Jordi Carreras Planells,  
per optar al grau de Doctor en Geologia.

Barcelona, juny 1988

Vist i plau

Jordi Carreras Planells  
Director

Montserrat Liesa Torre-Marín

*Bells aspectes dels rius y fondals de Frausa;  
colossals timberes, canals pregones y trencades,  
rocatars y penyals desfregats, arestes infranquejables  
y un seguit esglaonat de trinxades y agudes puntes.*

**César August Torras**

*al Josep Anton*

*al meu pare*

## AGRAIMENTS

Les primeres paraules d'aquest treball les voldria dedicar a tots aquells que m'han ajudat a dur-lo endavant.

En primer lloc, vull agrair a en Jordi Carreras haver-me ensenyat a treballar amb l'Hercinià. Així mateix li agraeixo els contactes personals que m'ha facilitat quan això ha estat necessari.

El més sincer agraiement a tots els professors que han volgut formar part del tribunal: P. Enrique, A. Estévez, J.M. Fontboté, G.Guitard i F.P. Sassi. I també a R. Vaquer, qui acceptà la ponència de la tesi.

Al Dr. Sassi, de la Universitat de Pàdua, qui m'acollí i m'ensenyà a treballar amb les roques metamòrfiques al microscopi. Faig extensiu el meu regreïament al Dr. Visonà i a tots els membres de la Universitat de Pàdua.

En F. Martínez, de la Universitat Autònoma, dedicà moltes hores a comentar les paragènesis del treball. Les seves observacions m'han servit de punts de referència.

El capítol d'estructura no l'hagués pogut fer sense l'ajut d'en J. Carreras i d'en J.A. Muñoz.

Moltes gràcies a aquells que m'han facilitat el camí, especialment, al Dr. Julivert, que va fer de pont amb el Dr. Sassi.

Amb en P. Enrique hem discutit sobre el terreny i m'ha aconsellat en els temes referents a roques ígnies.

Als meus companys de departament, especialment a en P.R. Serra, amb qui he compartit la feina i els "programes" tots aquests anys. També a la M. Inglès i a la L. Rosell, que m'han assessorat en les qüestions de gramàtica i han revisat el text.

Als bons amics V. Morales i J. Cirés. Tots tres hem compartit molts moments i hem mantingut un constant canvi d'impressions. En J. Cirés i la G. Alías m'han donat prova contínuament de la seva amistat. La seva col.laboració ha estat decisiva en el "mai acabar" de l'edició.

Es d'agrair la participació de la B. Andrés, que ha dibuixat la major part dels mapes, al llarg dels quatre anys de treball, i d'en J. Ros, que m'ha ajudat en tot moment en la recta final dels dibuixos.

En J. Vergés dedicà part del seu temps lliure a escriure taules i l'Albert Martínez el dedicà a dibuixar interferències de plecs. A tots dos, moltes gràcies.

En C. Ayora i la G. Alías m'han acompanyat al camp.

No puc oblidar tota la gent dels pobles que m'han acollit i que m'han fet estimar les "seves" muntanyes, al poble de Maçanet de Cabrenys, a l'Hostal La Quadra, i als caçadors, en particular a en Nasi, que m'acompanyà a travessar els gneissos pel "camí de l'Estat".

He de agrair molt especialment el suport que m'han donat en tot moment l'Anna, la meua mare i la Pina, amb molts detalls de la vida quotidiana i amb el recolzament moral quan m'ha mancat.

La millor ajuda l'he rebuda d'en Josep Anton. Ell ha sabut sempre estar al meu costat i compartir tots els moments del treball, des dels agradables dies de camp fins als durs finals.

A ells i a tots els qui puc haver oblidat la més sincera gratitud.

La cartografia d'aquest treball ha estat possible gràcies al suport econòmic del Servei Geològic de Catalunya. Les estades a l'estranger han estat financiadess, en part, per l'ajut atorgat per la CIRIT i pel Vice-rectorat d'Investigació d'aquesta Universitat.

# Index

<b>I. Introducció</b>	<b>1</b>
<b>II. Materials</b>	<b>7</b>
II.1 UNITATS LITOLÒGIQUES PRE-HERCINIANS	9
II.1.1. GNEISSOS DEL ROC DE FRAUSA	11
II.1.2. CONTACTE GNEISSOS - ENCAIXANT	13
II.1.3. SÈRIE METASEDIMENTÀRIA	15
Cambro-ordovicià del Roc de Frausa	
Paleozoic superior de la Muntanya del Montroig	
II.2. GRANITOIDES INTRUSIUS HERCINIANS	27
<b>III. Estructura</b>	<b>35</b>
III.1. INTRODUCCIÓ	37
III.2. MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA	40
Unitat d'El Puig	
Unitat de Fusimanya	
Unitat del Roc de Frausa	
Unitat de Les Salines	
Unitat de La Vajol	
Unitat de Les Illes	
Tall de Les Illes al Pic de Miralles	
Unitat del Roc del Gorb	
III.3. LES DEFORMACIONS EN ELS GRANITOIDES	60
III.4. MUNTANYA DEL MONTROIG	63
III.5. CONCLUSIONS	67

<b>IV. Metamorfisme</b>	<b>73</b>
IV.1. INTRODUCCIÓ	75
IV.2. METAMORFISME REGIONAL	77
<b>MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA</b>	<b>77</b>
<b>A. ROQUES PELÍTIQUES</b>	<b>78</b>
Zona de l'andalusita	
Mineralogia i associacions minerals	
Microestructura	
Subzona de l'andalusita - moscovita, sil.limanita - moscovita	
Mineralogia i associacions minerals	
Microestructura	
Zona de la sil.limanita	
Mineralogia i associacions minerals	
Microestructura	
<b>IV.2.2. ANÀLISI PETROGRÀFICA</b>	<b>81</b>
Biotita	
Moscovita	
Plagiòclasi	
Feldspat potàssic	
Cordierita	
Andalusita	
Sil.limanita	
<b>IV.2.3. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL</b>	<b>88</b>
<b>IV.2.4. COMPATIBILITAT DE MINERALS. PETROGÈNESI</b>	<b>97</b>
Zona de l'andalusita	
Subzona andalusita - moscovita i sil.limanita - moscovita	
Zona de la sil.limanita	
<b>IV.2.5. CONCLUSIONS</b>	<b>116</b>
<b>B. AMFIBOLITES</b>	<b>121</b>
<b>IV.2.6. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA</b>	<b>121</b>
Mineralogia i associacions minerals	
Microestructura	
<b>IV.2.7. ANÀLISI PETROGRÀFICA</b>	<b>122</b>
Plagiòclasi	
Amfíbol	
Piroxè	
Biotita	

Minerals opacs	
IV.2.8. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL	125
IV.2.9. COMPATIBILITAT MINERALÒGICA	127
Paragènesi relict	
Cristal.lització 1	
Cristal.lització 2	
C. ROQUES CARBONATADES	134
IV.2.10 MARBRES	134
IV.2.11. ROQUES CALCOSILICATADES	135
Mineralogia i associacions minerals	
Analisi Microstructural	
Compatibilitat Mineralogica	
D. ESQUISTOS QUARSO-FELDSPATICS	141
IV.2.12. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA	141
IV.2.13. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL	143
E. GNEISSOS	149
IV.2.14. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA	149
Mineralogia i associacions minerals	
Microstructura dels gneissos de gra fi	
Microstructura dels gneissos ocellars	
IV.2.15. ANÀLISI PETROGRÀFICA	151
Moscovita	
Plagiòclasi	
Quars	
Feldspat potàssic	
Biotita	
Granat	
Sil.limanita	
IV.2.16. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL	153
IV.2.17. COMPATIBILITAT MINERALÒGICA	154
MUNTANYA DEL MONTROIG	161
IV.3. METAMORFISME DE CONTACTE	162
MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA	163
IV.3.1. ZONACIÓ MINERALÒGICA	163
Zona de la moscovita	
Zona de la cordierita	
Mineralogia i associacions minerals	



Microstructura	
Zona de la sil.limanita - cordierita	
Mineralogia i associacions minerals	
Microstructura	
Zona de la sil.limanita - granat	
Mineralogia i associacions minerals	
Microstructura	
IV.3.2. ANÀLISI PETROGRÀFICA	167
Biotita	
Moscovita	
Plagiòclasi	
Feldspat potàssic	
Cordierita	
Andalusita	
Sil.limanita	
Granat	
IV.3.3. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL	171
IV.3.4. COMPATIBILITAT DE MINERALS. PETROGÈNESI	173
Zona de la moscovita	
Zona de la cordierita	
Zones de la sil.limanita - cordierita i sil.limanita - granat	
Paragènesis amb sil.limanita - cordierita	
Paragènesis amb sil.limanita - granat	
IV.3.5. CONCLUSIONS	191
MUNTANYA DEL MONTROIG	201
IV.3.6. ZONACIÓ MINERALÒGICA	201
Zona de la moscovita	
Zona de la biotita	
Zona de l'andalusita - cordierita	
IV.3.7. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL	203
CONCLUSIONS	204
IV.4. MILONITITZACIÓ	206
IV.4.1. MILONITES QUARSO-FELDSPATIQUES I MILONITES PELÍTIQUES	207
Mineralogia	
Microstructura	
Anàlisi petrogràfica	

Biotita	
Moscovita	
Quars	
Feldspats	
Anàlisi microstructural	
IV.4.2. MILONITES EN ROQUES CARBONATADES	209
IV.4.3. ELS FILONS DE QUARS ASSOCIATS A LES MILONITES	211
Canvis mineralògics i procés de silicificació	
Inclusions fluïdes	
<b>V. Conclusions</b>	<b>215</b>
<b>VI. Bibliografia</b>	<b>221</b>

Durant els darrers anys s'ha donat un nou impuls a l'estudi de l'Hercinià dels Pirineus. Fruit del treball en els massissos pirinencs, autors de diferents escoles han suggerit interpretacions sobre l'evolució tectonometamòrfica hercínica. Aquestes interpretacions han dut a models molt diferents i, fins i tot, contraposats (Zwart, 1979, 1986; Soula, 1982, Soula et al., 1986a, 1986b; Wickham, 1985; Wickham i Oxburgh, 1987). Així mateix, desde la perspectiva d'altres dominis de la cadena hercínica (Massís Hercínic, Massís Central francès...), també han estat apuntats suggeriments respecte a aquest punt (Julivert i Martínez, 1980; Martínez i Rolet, 1987).

Els materials pre-hercínics del Pirineu es distribueixen en una faixa de direcció E - W, condicionada per les estructures alpines majors de la serralada (fig. I.1). Consten d'una potent sèrie sedimentària intruïda per uns granitoides, anteriorment a l'orogènia herciniana. Aquests granitoides, actualment gneissificats, s'arranglen des del Pirineu Central fins a l'oriental. D'oest a est destaquen el Massís de l'Aston - Hospitalet, el Massís del Canigó, el Massís del Roc de Frausa i el Massís truncat de L'Albera.

Els materials sedimentaris i els granits pre-hercínics estan afectats per l'orogènia herciniana i l'alpina. La primera és responsable d'una tectònica polifàsica i d'un metamorfisme regional, diacrònic respecte de la fase tectònica principal. La característica fonamental d'aquest metamorfisme és l'alt gradient tèrmic i la baixa pressió, constant al llarg de tot l'hercínic de l'oest europeu. Els gneissos actuen com a domos tèrmics i les isogrades del metamorfisme regional es concentren al seu voltant (Fonteilles i Guitard, 1970). La intrusió d'importants volums de granitoides, posteriorment a la fase de deformació i al metamorfisme regional, genera un metamorfisme de contacte que oblitera parcialment o totalment la mineralogia i microestructura formades en l'episodi metamòrfic regional.

En l'actual estat de coneixements, calen dades concretes sobre el metamorfisme dels massissos hercínics pirinencs, tant pel que fa a la seva caracterització i l'estimació de les condicions pressió - temperatura (P - T) com al seu context regional i a les relacions del metamorfisme amb l'estructura i amb les intrusions plutòniques.

En aquest context s'inicià i s'ha finalitzat aquest treball. Per dur-lo a terme es trià el Massís del Roc de Frausa, ja que conté els tres elements constants de l'hercínic: és un petit dom gnèissic envoltat per esquistos, ambdós afectats pel metamorfisme regional hercinia, i posteriorment intruït per granitoides que generen un metamorfisme de contacte.

El present estudi està centrat a l'extrem SE del dom del Massís del Roc de Frausa i en la part central del batòlit de La Jonquera, situats a l'extrem NW de la comarca de l'Alt Empordà. La línia de carena més elevada constitueix el seu límit nord, des del Coll de Perilló, a l'oest, fins el coll d'El Portús, a l'est. El riu Llobregat d'Empordà marca el límit est. Els terrenys mesozoics que formen la part septentrional de la Serra de Bac Grillera fins el Pic del Canonge, constitueixen el límit sud (fig. I.3). La situació geogràfica i la toponímia més important referida al llarg del treball es troba a la figura I.3.

Morfològicament, l'àrea es pot dividir en dues unitats amb relleu molt diferent: una unitat relativament plana, amb turons arrodonits, i una unitat amb relleus abruptes, que forma part dels Pirineus de l'Empordà. La zona més plana és constituïda fonamentalment per roques granítiques, entre les quals destaquen alguns turons formats per materials paleozoics superiors (El Montroig), per terrenys mesozoics (turons del sud de Darnius) o per filons de quars. Les zones més abruptes són formades per gneissos, envoltats per relleus una mica més suaus de metasediments paleozoics. Els relleus gnèissics, amb pics i sortints rocosos, anomenats *rocs* en el país, i valls o

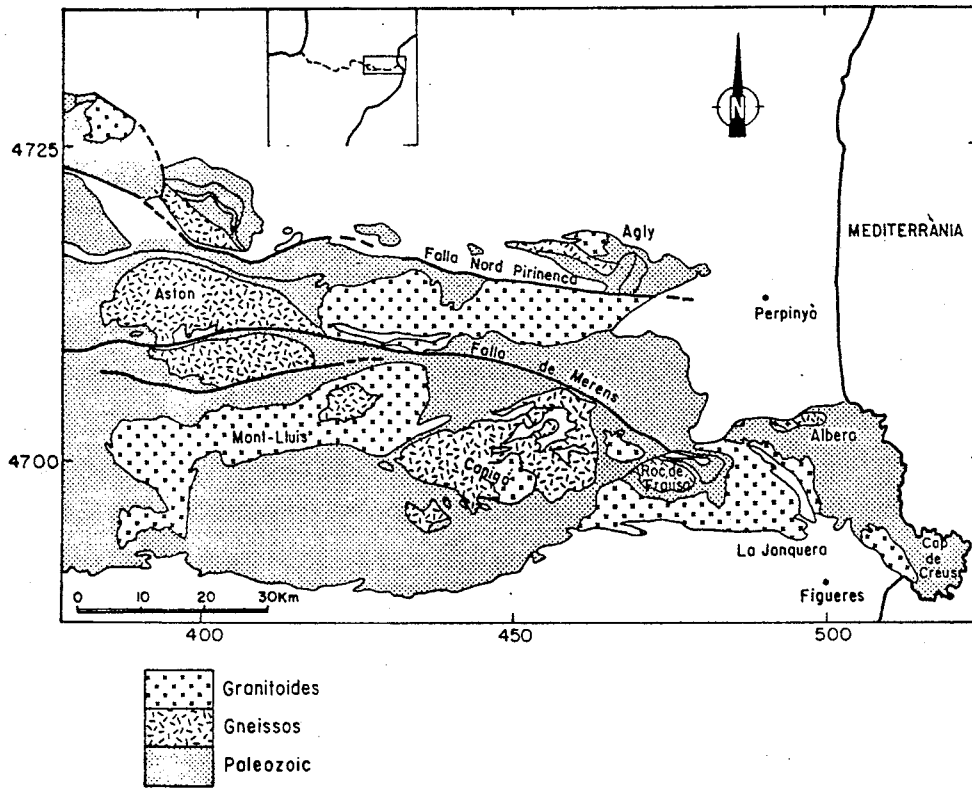


Fig. 1.1. Mapa geològic del sector central i oriental dels Pirineus, segons Zwart (1986), simplificat.

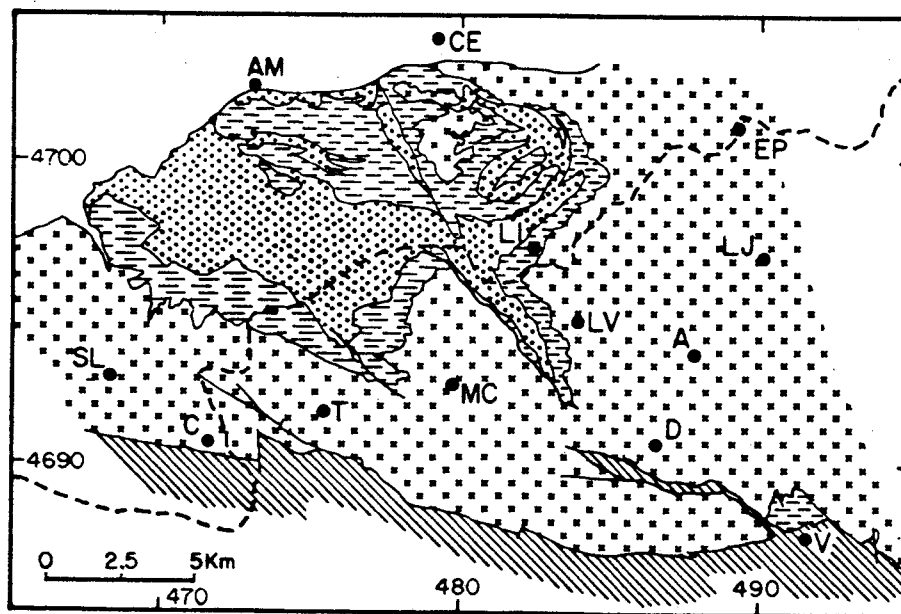


Fig. 1.2. Esquema geològic del massís del Roc de Frausa, segons Autran i Guitard (1969). La zona cartografiada en aquest treball està modificada segons les dades obtingudes.



*fraus* molt engorjats, són els que han donat nom al punt més alt de la zona, *el Roc de Frausa*.

L'elaboració d'aquest treball ha constatat de dues parts força diferents, però complementàries.

La primera part ha consistit en la realització d'una cartografia dels terrenys hercínics de l'àrea a escala 1:5.000 i presentada en aquesta memòria a escala 1:20.000. En aquesta cartografia s'ha pres cura en la distinció dels diferents materials dintre de cada una de les tres unitats litològiques majors (gneissos, metasediments, granitoides), i molt especialment en els metasediments paleozoics, tant en l'aspecte purament litològic com en l'aspecte metamòrfic (la distinció al camp dels minerals metamòrfics). L'aport de les dades obtingudes a partir de l'estudi microscòpic ha permès l'elaboració d'una cartografia metamòrfica (mapes 2 i 3). Un altre aspecte rellevant realitzat durant la campanya cartogràfica ha estat la presa de dades microestructurals

per tal de poder reconstruir la macroestructura. Finalment, s'ha realitzat una recollida de mostres (mapa 4), amb una malla més estreta en els metasediments i més àmplia en els granitoides.

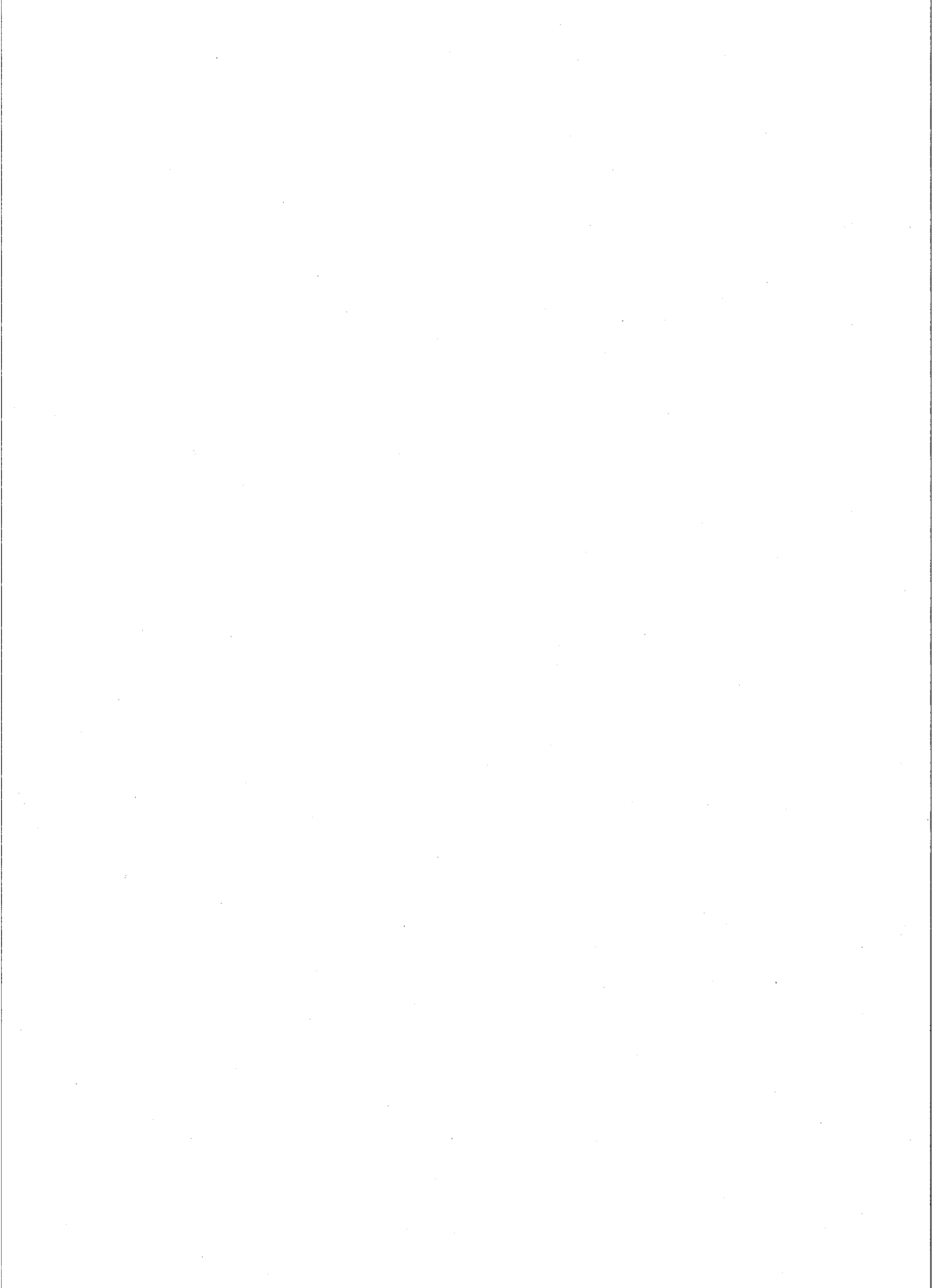
La segona part ha consistit en un estudi petrològic de les litologies observades. S'ha dedicat especial atenció als metasediments paleozoics, els quals han format la part principal d'aquesta tesi. L'estudi petrològic ha estat desglossat en un estudi microscòpic de cada litologia en dos aspectes: per minerals (anàlisi

petrogràfica) i per al conjunt de la roca (anàlisi microestructural). A partir d'aquesta informació i de les anàlisis químiques dels minerals rellevants de les paragènesis s'ha realitzat la compatibilitat mineralògica i l'evolució P - T del metamorfisme.

Els punts de partida d'aquest treball han estat la tesi doctoral d'A. Estévez (1973), de caràcter més general però on hi ha compresa aquesta mateixa àrea, i la de G. Guitard (1970), al veí Massís del Canigó, juntament amb breus treballs d'aquest darrer autor al Massís del Roc de Frausa (Autran i Guitard, 1969; Geysant et al., 1978).

Aquesta memòria ha estat estructurada en quatre parts. Les dues primeres, de caràcter més general, pretenen introduir els materials (capítol II) i l'estructura de la zona (capítol III). La tercera part (capítol IV) constitueix el gruix fonamental, on es tracta la petrologia metamòrfica. S'ha fet especial èmfasi en les roques pelítiques, tant en el metamorfisme regional com en el metamorfisme de contacte, donat que aquesta litologia és la que més informació ha aportat. En darrer lloc, les conclusions (capítol V) permeten esbossar una idea dels principals resultats obtinguts en aquest treball i permeten veure de manera directa o indirecta les qüestions encara pendents.

## **II. Materials**





## II.1 UNITATS LITOLÒGIQUES PRE-HERCINIANS

Les unitats litològiques pre-hercinianes formen part del Massís del Roc de Frausa i de la muntanya del Montroig. Es distingeixen dues unitats ben diferenciades (fig. II.1):

- els granitoides intrusius pre-hercinians, anomenats d'ara endavant, gneissos del Roc de Frausa.

- els materials de la sèrie metasedimentària.

La presència d'aquests dos tipus de litologies és comuna a diversos massissos hercínics del Pirineu, per la qual cosa, abans d'entrar en la descripció detallada dels materials de la zona, cal comentar les característiques generals, per tal de poder relacionar els materials observats en la zona estudiada amb les sèries descrites en altres indrets del Pirineu.

Els treballs de base sobre els materials paleozoics dels Pirineus foren realitzats per Fontboté (1949) al vessant espanyol i per Cavet (1951, 1957, 1958) al vessant francès. Aquest darrer autor (Cavet, 1957) definí dues unitats estratigràfiques principals a les parts més baixes del Paleozoic: la *sèrie de Canavelles*, discordant pel damunt dels gneiss del Canigó i la *sèrie de Jújols*, concordant i per sobre de la sèrie de Canavelles. Ambdues sèries són azoiques en tot el Pirineu i es coneixen com a Cambro-Ordovicià, per molts autors (Estévez, 1973, Laumonier i Guitard, 1986) o com a sèrie infracaradociana per altres (Carreras i Santanach, 1983).

Cal senyalar que l'acceptació de la discordança entre els ortogneiss i la sèrie de Canavelles descrita per Cavet (1957) ha dut a diversos autors a considerar els ortogneiss com un sòcol precambrià (Cadomià). En aquest sentit cal citar a Autran et al., 1966, Guitard, 1970, Autran i Guitard, 1969, Geyssant et al. 1978 en els seus estudis en els massissos del Canigó, Roc de Frausa i

Albera. Aquest punt ha constituït un tema de controvèrsia amb altres autors que també han treballat als massissos pirinencs. Jäger i Zwart, 1968 i Zwart, 1979 al Massís de l'Aston - Hospitalet, Sebastian, 1981, al gneiss de Núria i Soula, 1982, en general al Pirineu Central i Oriental interpreten que els ortogneiss no constitueixen un sòcol, sinó que deriven d'un cos intrusiu d'edat cambriana o ordoviciana.

Recentment, Laumonier i Guitard, 1986 han efectuat una revisió del Paleozoic inferior del Pirineu i han proposat de rectificar els termes sèrie de Canavelles i sèrie de Jújols pels de grup de Canavelles i grup de Jújols. Així mateix aquests autors han subdividit la sèrie de Canavelles en tres formacions, formació de Canavelles, formació de Cabrils i formació d'Evol (de base a sostre).

La formació Canavelles es troba a la part basal i és constituïda per materials pelítics i grauvàquics, entre els quals s'intercalen nivells de potència variable de marbres i d'altres litologies. La formació de Cabrils és concordant amb la de Canavelles i és formada per nivells greso-pelítics monòtons. La formació d'Evol forma la part superior del grup de Canavelles i és caracteritzat per la presència de microconglomerats amb còdols de quars. El trànsit de la sèrie de Canavelles a la de Jújols és gradual. Aquesta darrera és constituïda per una alternaça molt prima de nivells pelítics i quarsífics.

Laumonier, 1988 ha atribuït una edat cambriana inferior per al grup de Canavelles i cambriana mig - superior per al grup de Jújols.

D'entre tots aquests materials descrits, en el vessant sud-est del Massís del Roc de Frausa només es troba representada la formació de Canavelles, que serà descrita més endavant en aquest capítol.

En la zona estudiada es distingeixen dos conjunts de materials diferents:

- els materials pre-hercinians metamòrfics que formen part del Massís del Roc de Frausa i de la muntanya del Montroig.

- els materials intrusius hercinians que formen part del batòlit de La Jonquera - St. Llorenç.

Dintre del primer grup s'inclouen les unitats litològiques pre-hercinianes: els granitoides

(gneissos) i la sèrie sedimentària. Aquests materials es troben al sector NW de la zona cartografiada i formen part del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (fig. I.2). En el segon grup s'inclouen els diversos tipus de granitoides hercinians, emplaçats posteriorment a les fases principals de plegament i metamorfisme hercinià. Formen part del batòlit de La Jonquera - St. Llorenç, i se situen al sud i est dels materials pre-hercinians (fig. I.2).

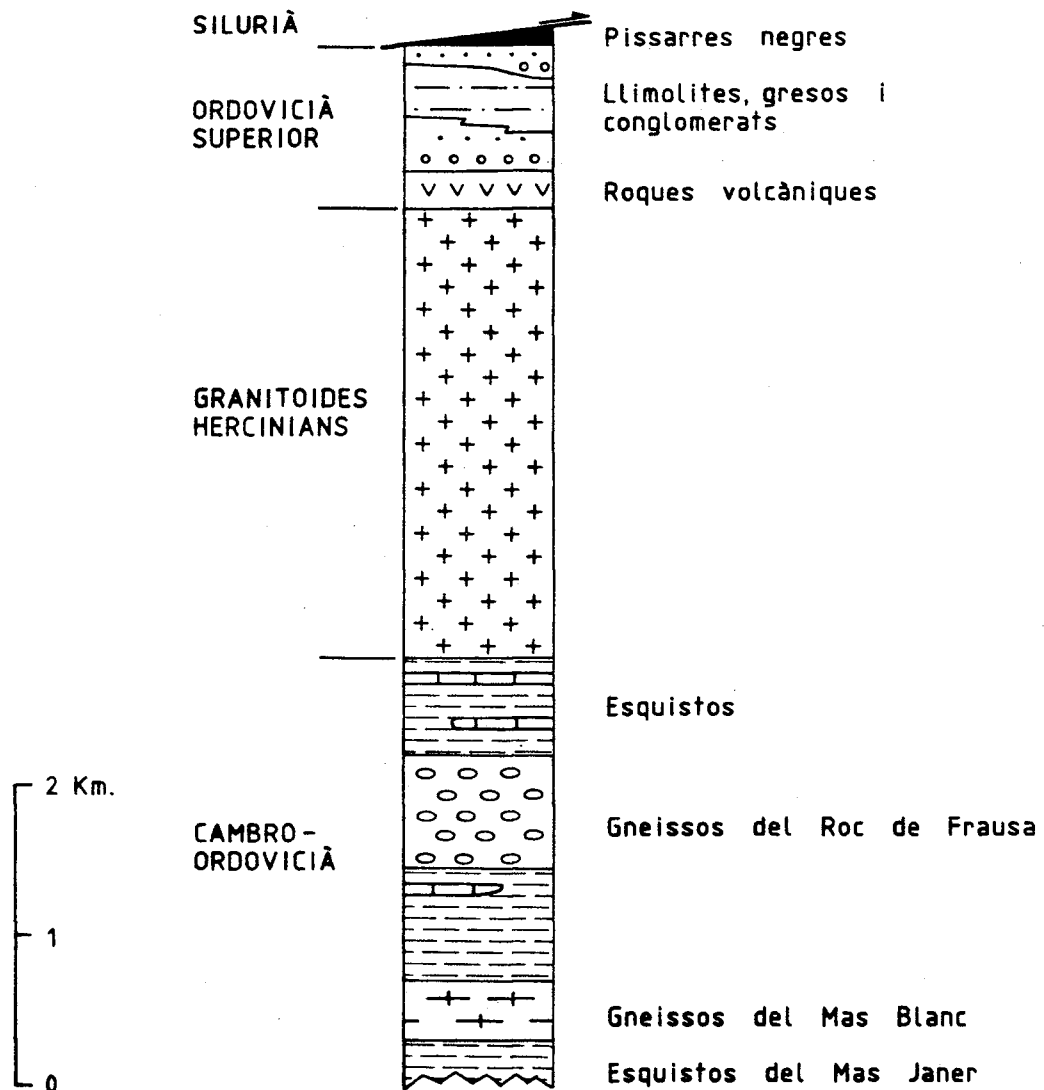


Figura II.1. Sèrie sintètica dels materials representats en la zona estudiada.

Al damunt de la sèrie de Jújols descansa l'Ordovicià superior. L'estratigrafia de l'Ordovicià superior ha estat establerta fonamentalment per Hartevelt (1970), al vessant sud del Pirineu Central, on es troba ben representada. Distingeix cinc formacions: Rabassa, Cavà, Estana, Ansobell i Bar. Aquestes sèries no es descriuran en aquest treball, ja que en la zona estudiada els materials de l'Ordovicià superior representats a la Muntanya del Montroig no presenten massa analogies. Per contra aquestes sèries seran comparades amb les sèries descrites per altres autors en el Pirineu Oriental (Robert i Thiébaud, 1976; Robert, 1980; Ayora, 1980; Muñoz i Martí, 1984; Muñoz, 1985; Martí et al., 1986), de característiques més semblants. Tots aquests autors han destacat la importància del vulcanisme en l'Ordovicià Superior del Pirineu Oriental.

Concordantment al damunt de l'Ordovicià superior es troben les pissarres negres silurianes, amb alguna intercalació de calcàries. Les unitats estratigràfiques pre-hercinianes més superiors són constituïdes pels nivells calcaris devònics i pel Carbonífer pre-hercinià, molt ben desenvolupats en el Pirineu Central i progressivament menys potents cap a l'est. A Rocabrúna (Pirineu oriental) han estat citats els afloraments devonians més orientals (Muñoz, 1985).

### II.1.1. GNEISSOS DEL ROC DE FRAUSA

Els gneissos formen el volum de roques més important del massís. Es distingeixen diversos tipus, amb característiques litològiques particulars i situats en diferents posicions estructurals. Tots ells deriven d'un granit intruït amb anterioritat a l'orogènia herciniana. Es poden distingir quatre tipus de gneissos diferents: els gneissos del Roc de Frausa, en sentit estricte, els gneissos de gra fi (leptinites, de Guitard, 1970), els gneissos leucocràtics i els gneissos del Mas Blanc. Els gneissos de gra fi i els leucocràtics estan intercalats dintre dels gneissos del Roc de Frausa. Els gneissos del Mas Blanc estan situats estructuralment per sota dels gneissos del Roc de Frausa, dels quals estan aïllats per una franja d'esquistos.

Els gneissos del Roc de Frausa formen les parts topogràficament més elevades del massís: els pics del Roc de Frausa i de Les Salines i la carena fronterera. N'ocupen la part central i estan envoltats irregularment pels esquistos i pels granitoides hercinians. Aquests gneissos han estat considerats equivalents dels gneissos G2 del Massís del Canigó (Autran i Guitard, 1969; Guitard, 1970; Geysant et al., 1978).

Són uns gneissos de gra gruixut i ocellars, amb porfiroblastos de feldspat envoltats per una matriu, constituïda per quars i fil·losilicats. La mida de gra i l'abundància dels porfiroblastos és variable en els diferents sectors del massís. Prop del contacte amb els materials metasedimentaris els ocells tendeixen a presentar una mida de gra menor (desde 0,5 a 1 cm) poc diferenciable de la mida de gra de la matriu. Cap a les parts centrals de la massa de gneissos, s'observa un augment progressiu de la mida de gra dels ocells. Els més grans tenen una mida de 3 o 4 cm com a màxim. També es poden observar variacions del contingut de fil·losilicats, els quals estan distribuïts irregularment al llarg del massís. L'augment en el

contingut de fil·losilicats es tradueix en una millor foliació de la roca. Al contrari, quan el contingut en fil·losilicats és més baix, és més difícil d'observar els plans de foliació. Localment es pot observar més d'una foliació. La segona foliació pot correspondre a una foliació tardana que trasposa la foliació regional o bé a una foliació milonítica.

Guitard (1970) considera que aquests gneissos constitueixen la continuació vers l'est dels gneissos del Canigó. Segons aquest autor els gneissos del Canigó s'aprimen progressivament vers l'est i desapareixen definitivament en l'extrem est del Massís del Roc de Frausa, a l'est de Les Illes (vegeu fig. I.2).

Els gneissos de gra fi estan intercalats entre els gneissos del Roc de Frausa. Es troben generalment prop dels contactes amb l'encaixant pelític. Formen petits filons o cossos irregulars de petites dimensions que tallen netament els gneissos ocellars o l'encaixant metasedimentari. Sovint se situen a la vora dels ocellars i els separen de l'encaixant. En alguna ocasió han estat observats cossos pegmatítics associats als gneissos de gra fi, entre els esquistos, i afectats per la foliació regional.

Aquests gneissos són equivalents dels gneissos de transició (G1) de Guitard (1970). Han estat interpretats per aquest autor com a gneissos leptínics orto- i paraderivats que s'intercalen en el límit sòcol i la cobertura.

Petrogràficament els gneissos de gra fi es caracteritzen per tenir mida de gra de 1 mm aproximadament. Presenten un contingut de quars i feldspats molt elevat (el 95% de la roca o més), per la qual cosa tenen un color molt clar. Al contrari, quan presenta un contingut en fil·losilicats més elevat, els plans de foliació són més clars.

Els gneissos leucocràtics són molt menys abundants que els altres dos tipus. Corresponen a gneissos clars, d'aparença leucogranítica. Tenen

mida de gra una mica més gruixuda que els gneissos de gra fi (3 mm). Estan intercalats entre els gneissos ocellars o bé dintre de la sèrie pelítica. Presenten una foliació molt poc marcada. Tenen una composició quarso-feldspàtica i un contingut baix però variable de biotita i moscovita.

Els gneissos del Mas Blanc (Autran i Guitard, 1969) són uns gneissos ocellars de gra groller. Aquests gneissos es troben separats de la massa principal de gneissos del Roc de Frausa per una franja d'esquistos i se situen per sota dels gneissos del Roc de Frausa. La principal diferència entre aquests gneissos i els del Roc de Frausa és que els del Mas Blanc són molt més homogenis quant a la mineralogia que presenten i quant a la microestructura. La mida de gra dels ocells és de 3 cm aproximadament i també molt constant. La matriu és més biotítica que la dels altres gneissos, per aquesta raó aquests gneissos estan més ben foliats.

Les anàlisis de roca total dels gneissos del Massís del Roc de Frausa mostren composicions granítiques per als tres tipus de gneissos analitzats (ocellars, de gra fi i del Mas Blanc). Les dades de les anàlisis estan expressades a la taula 2 i a la figura II.2. Tanmateix es poden matisar una sèrie de diferències menors entre la mostra analitzada dels gneissos del Mas Blanc i els altres dos tipus. El contingut de Si, Ti, Al, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Ca i K del gneiss del Mas Blanc és més elevat que en els altres gneissos. Al contrari, el contingut de Na és inferior. L'increment en tots els elements citats es pot explicar per la major abundància de biotita i de plagiòclasi càlcica en els gneissos del Mas Blanc. Aquesta informació donada per les anàlisis coincideix amb l'observació "de visu" i al microscopi, sobre la composició diversa i una mica més bàsica dels gneissos del Mas Blanc. Pel que fa a la composició dels gneissos de gra fi, no ha estat observada cap diferència notable amb la composició dels gneissos ocellars. De tota manera es pot detectar un lleuger increment en

Na i K respecte de la mitjana dels gneissos ocellars analitzats i una minça disminució en el contingut de Si, Ti, Al,  $Fe^{3+}$ , Mg i Ca. Tot i ser diferències mínimes l'augment en Na i K és significatiu d'un increment del contingut en feldspat alcalí d'aquests gneissos. Així mateix, la disminució en Ti,  $Fe^{3+}$ , Mg, Ca i Al es pot explicar per una disminució en el contingut de màfics (biotita) i de plagiòclasi càlcica.

## II.1.2. CONTACTE GNEISSOS - ENCAIXANT

La naturalesa del contacte gneissos - encaixant dels massissos pirinencs ha estat un tema de controvèrsia, tal com s'ha comentat en la introducció. Per aquesta raó en aquest treball es farà una incidència sobre les dades aportades a partir de la cartografia detallada del contacte.

El contacte gneissos - encaixant és, en general, concordant. A escala macrostructural els gneissos i els metasediments són paral·lels a la

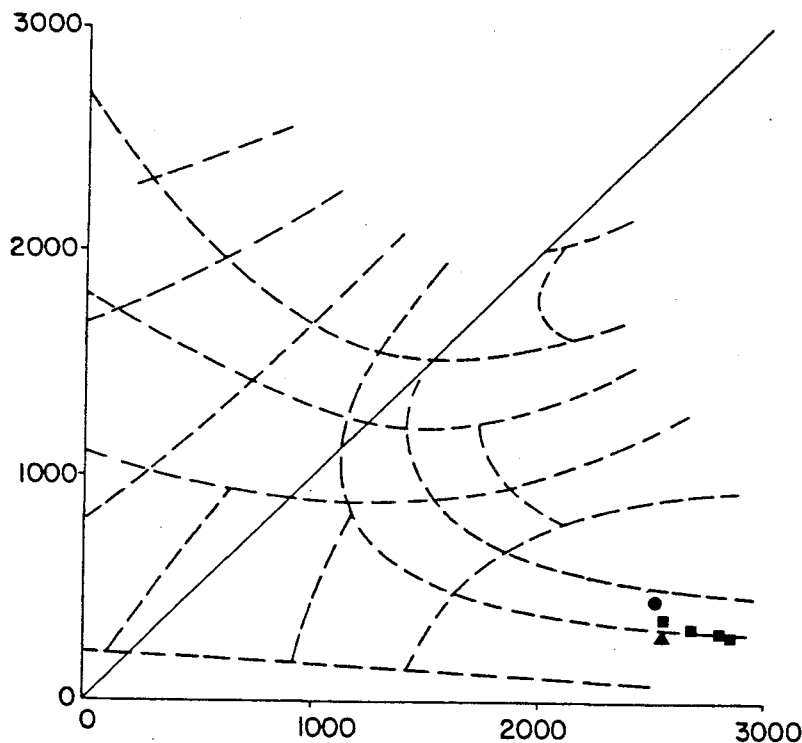


Figura II.2. Diagrama segons De La Roche (1980) amb les composicions dels gneissos analitzats.

foliació regional. Les formes irregulars del contacte són sovint causades pel plegament tardà del massís. De tota manera, l'observació del contacte, al detall, mostra una relació entre gneissos i encaixant més complexa:

- Localment el pla de contacte no és paral·lel a la foliació regional. A més, en molts punts es pot observar que la forma del contacte és totalment irregular i que aquesta irregularitat no es pot explicar per plects. Un exemple d'aquest tipus de contacte és el que es pot observar a la foto 4 de la làmina II.1.

- En alguns punts poden observar-se petits cossos de metasediments englobats en l'interior de la massa de gneissos, en zones properes al contacte gneissos - encaixant. Això es pot observar tant a escala d'aflorament com en mostres de mà. Aquest és el cas que es troba prop del torrent d'El Batlló (mapa 1).

- En general les alternances litològiques de l'encaixant són paral·leles a la foliació i, com s'ha dit, paral·leles al contacte gneissos - metasediments. Quan la litologia no és prou paral·lela a la foliació es pot observar un angle entre la traça dibuixada per la litologia i la dibuixada pel contacte. Aquest és el cas de la barra de marbre situada al nord d'El Puig, a l'oest de la zona estudiada (mapa 1).

- Els gneissos de gra fi i els gneissos leucocràtics poden trobar-se dintre de l'encaixant en forma de cossos tabulars que tallen els gneissos ocellars i la foliació regional. Aquests cossos tenen una geometria clara de discs de roques hipabisals emplaçades posteriorment a la intrusió del cos principal. Aquesta relació és freqüent en molts punts de la zona estudiada.

Totes aquestes observacions han dut a considerar que el contacte gneissos - encaixant en el Massís del Roc de Frausa podria ésser considerat com un contacte intrusiu. Els granitoides pre-hercinians (gneissos) no constitueixen un sòcol al damunt del qual es despositarien els sediments de la sèrie de Canavelles, sinó que intruïrien en la sèrie sedimentària amb

posterioritat. Aquesta intrusió tindria lloc anteriorment a la orogènia herciniana, durant la qual els granitoides i els sediments serien plegats i metamorfitzats. Donada la intensitat del metamorfisme regional en la zona estudiada, qualsevol vestigi de metamorfisme de contacte que haguessin pogut provocar els granitoides pre-hercinians haurien quedat esborrats i no poden ésser observats en la roca actual.

### II.1.3. SÈRIE METASEDIMENTÀRIA

Dintre de la sèrie metasedimentària es poden separar dos grups de materials en funció de l'edat i de la localització geogràfica (fig. II.1):

- els materials que formen part del cambro-ordovicià, situats al Massís del Roc de Frausa.
- els materials que formen part de l'Ordovicià superior i del Silurià, a la muntanya del Montroig.

#### Cambro-ordovicià del Roc de Frausa

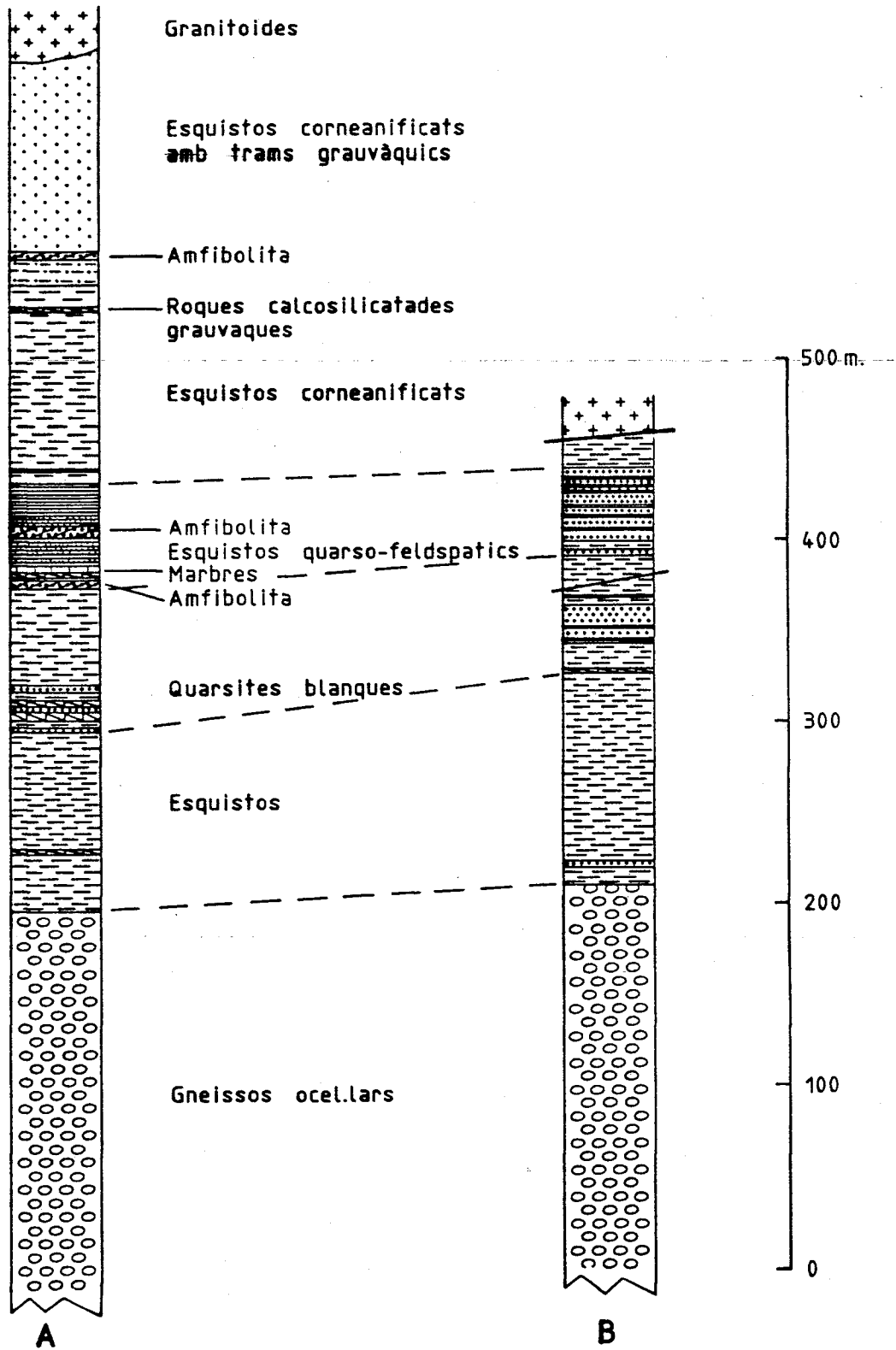
El Cambro-ordovicià del Massís del Roc de Frausa és constituït per uns esquistos pelítico-grauvànquics entre els quals s'hi intercalen passades d'altres litologies. Els esquistos són molt homogenis en tota la zona estudiada. Les passades d'altres litologies estan sovint agrupades. Totes elles estan alhora associades a uns esquistos amb els plans de foliació molt ben marcats, tret que permet diferenciar-los de la sèrie pelítico-grauvànquica. La figura II.3 mostra la sèrie representada en tota la zona. Aquesta sèrie ha estat realitzada en la llenca de La Vajol. Els nivells amfibolítics, quarzítics i de roques calcosilicatades han estat exagerats.

Les passades més importants quant a gruix i abundància són les barres de **marbre**. Tenen un gruix molt variable, en general són d'ordre mètric o fins i tot decamètric (50 metres com a màxim); localment poden ser prims nivells de 5 o 10 cm. La potència de les barres pot variar d'un punt a un altre, o fins i tot desaparèixer, per efecte de la deformació posterior. No ha estat observat un nombre determinat de barres de marbre constant arreu de la zona oriental del massís. Estan formats per calcita i dolomita molt pura i blanca en fractura fresca, de mida de gra d'un a 2 mm.

Generalment associats als marbres s'observen nivells de **roques calcosilicatades**. Aquests nivells tenen un gruix variable (5 cm a 1 m), tot i així no solen ultrapassar el mig metre. Es caracteritzen pel seu aspecte massís i pel color verd clar o una mica rogenc que presenten.

Altres nivells que es troben amb una certa regularitat són constituïts per **amfibolites**. En general són nivells molt prims (de 5 a 10 cm). Localment, com aprop de Les Illes, poden tenir un gruix de 1 a 5 metres. Són roques de color negre i mida de gra molt fina. En alguns casos es veuen passades clares (constituïdes per plagiòclasi) paral·leles a la foliació regional. En altres ocasions s'observen cristalls d'amfíbol o plagiòclasi de mida més gran que els cristalls de la matriu (2 a 3 mm) envoltats per la foliació. Aquests cristalls, de caràcter preesquistós, juntament amb les característiques mineralògiques i texturals observades al microscopi han permès interpretar aquestes roques com a ortoderivades. La major part dels autors que han treballat en la part inferior de la formació de Canavelles citats descriuen aquestes amfibolites. Casas et al (1986) descriuen unes vulcanites andesítiques a la vall del Freser de característiques aparentment similars, tot i que amb poc grau metamòrfic.

Els esquistos **quarso-feldspàtics** formen intercalacions de gruix variable (entre 50 cm i 1 m) que es reconeixen per la presència de petits ocells de plagiòclasi de 2 a 3 mm envoltats per una matriu quarso-feldspàtica. Aquests cristalls donen a la roca una textura gnèissica, més o menys acusada en funció de la proporció de plagiòclasi en ocells. Els plans de foliació estan molt ben marcats per les biotites de la matriu. Els esquistos quarso-feldspàtics estan sovint associats a nivells d'esquistos molt ben laminats, però sense porfiroblastos de plagiòclasi. esquistos quarso-feldspàtics podrien correspondre a roques volcàniques àcides. Per tant corresponen als *gneiss granulé*, observats per altres autors (Guitard



**Figura II.3.** Sèrie esquemàtica dels materials cambro-ordovicians representats en el Massís del-Roc de Frausa. La sèrie ha estat realitzada a la llenca de La Vajol. Els nivells amfibolítics, quarstítics i calcosilicatats han estat exagerats. A) sèrie de la banda de metapelites oriental de la llenca de La Vajol; B) sèrie de la banda de metapelites occidental.



i Laffite, 1956, Autran i Guitard, 1969 i Guitard, 1970) als massissos del Canigó i al mateix Roc de Frausa i als tufs rio-dacítics descrits per Casas et al (1986) i Ayora i Casas (1986) a la vall del Freser.

Les quarsites són també nivells amb importància local, interstratificats en la sèrie paleozoica. Són quarsites blanques, o molt finament laminades, amb passades clares i fosques. Generalment són nivells molt primers (5 a 10 cm), tot i que excepcionalment poden tenir gruix mètric, com a l'est del Puig, on arriba a 1 o 2 metres.

Uns altres nivells litològics diferenciats han estat els **esquistos negres**. Són molt menys abundants que les altres litologies.

Els materials representats en el Massís del Roc de Frausa es poden caracteritzar com a formació de Canavelles. És de destacar la semblança entre aquesta sèrie i la descrita en altres indrets del Pirineu Oriental: Guitard, 1970, Perrin i Guy, 1985, al Massís del Canigó; Chevalier, 1975, a Batère; Robert, 1980, Ayora, 1980, Casas et al., 1986, a la vall de Ribes; Santanach, 1974, al Ripollès nord.

### Paleozoic superior de la Muntanya del Montroig

En la Muntanya del Montroig s'observa una sèrie constituïda per metavulcanites, a la part basal, i nivells llimolítics alternant amb conglomerats, al damunt (fig. II.4). La part més alta de la sèrie és formada per pissarres negres i per calcàries clares.

Les metavulcanites estan representades per tres tipus litològics diferents:

**Metavulcanites amb fenocristalls de feldspat.** Es troben al nord del Montroig, en contacte amb el granit. Constitueixen els nivells més baixos de la sèrie ordoviciana superior representats al Montroig. Són roques de color verd fosc, formades per una matriu de gra molt fi, en la que destaquen uns fenocristalls de plagiòclasi i uns fenocristalls màfics, pseudomorfitzats per clorita. La presència dels fenocristalls permet reconèixer el caràcter igni i porfíric d'aquesta roca, la qual podria correspondre a una roca volcànica de composició intermèdia (andesita?).

Cap a la part superior, les metavulcanites s'enriqueixen progressivament en fragments de roca volcànica. Constitueixen **roques volcàniques**, amb els fragments de roca volcànica angulosos, de mida de gra d'ordre centimètric i d'aspecte molt semblant a la que forma la matriu.

**Metavulcanites amb fenocristalls de quars.** Es troben a l'extrem oest del Montroig i estan aïllades de les altres roques volcàniques d'aquesta zona. Al nord estan en contacte amb les pissarres negres (cornianificades) silurianes. A l'est i sud queden tallades pels materials garumnians i a l'oest estan limitades pel granit. Són unes roques clares, molt dures i amb fenocristalls escampats de quars. Mostren unes "taques" de color verd fosc que corresponen a porfiroblastos de clorita formats pel metamorfisme de contacte produït pel granit. Presenten una foliació molt dèbil i plects de tipus kink-band.

Finalment cal afegir que a l'oest de Tàpies, a l'extrem occidental de la zona estudiada ha estat observat un petit aflorament amb roques volcàniques, pinçat entre el granit i el Garumnà. Malgrat que les dimensions de l'aflorament i la posició estructural no donen gaire informació sobre aquestes roques, la semblança amb les vulcanites amb megacristalls de plagiòclasi del Montroig, pot suggerir que es tracti del mateix nivell.

Els nivells volcànics situats al nord del Montroig (metavulcanites amb plagiòclasi i roques volcanoclàstiques) són seguits per una sèrie detrítica. Aquesta sèrie està formada per unes llimolites de color marró clar. Presenten una alternança mil·limètrica de nivells pelítics i quarzífics. És de destacar la variació de la mida de gra d'aquestes roques. Les llimolites o, localment, les lutites, són el tipus litològic més abundant en tota la sèrie detrítica del Montroig. Poden contenir alguna passada més sorrenca o conglomeràtica. Els nivells de conglomerats poden tenir fins 5 metres de potència. Presenten els còdols formats exclusivament de quars policristal·lí, arrodonits, de mida de molt heterogènia (fins 20 cm de diàmetre). La matriu dels conglomerats és pelítica, d'aspecte molt semblant a la que forma les llimolites.

El límit entre les llimolites de l'Ordovicià superior i les pissarres negres és format per una quarsita de color blanc. Aquesta quarsita té una potència d'un metre aproximadament i només ha estat observada a l'est de la muntanya.

Les pissarres negres es troben en dos punts, a l'est de la muntanya, en contacte amb les quar-

sites blanques i a l'oest de la muntanya. En aquest punt es troba en contacte tectònic amb el Garumnià del sinclinal de Darnius - Viure, al nord-est i est, amb el granit, a l'oest i amb les vulcanites amb fenocristalls de quars, al sud.

A l'est de la muntanya, en contacte amb els materials silurians es troben uns nivells decimètrics de calcàries clares, les quals poden correspondre a la part més alta de la sèrie paleozoica superior del Montroig.

La sèrie del Paleozoic superior representada en la muntanya del Montroig es caracteritza pel caràcter marcadament detrític de tota la sèrie i per la presència de roques volcàniques a la base (fig. II.4). Aquesta sèrie és, en conjunt, més detrítica que les observades al Pirineu Oriental i Central. És de destacar l'absència dels nivells carbonàtics fossilífers ("schistes troués"). Així mateix, la part baixa de la sèrie és molt semblant a l'observada a Rocabruna (Pirineu Oriental), on al damunt d'un nivell molt potent d'andesites es disposen roques volcanoclàstiques de la mateixa composició (Muñoz, 1985).

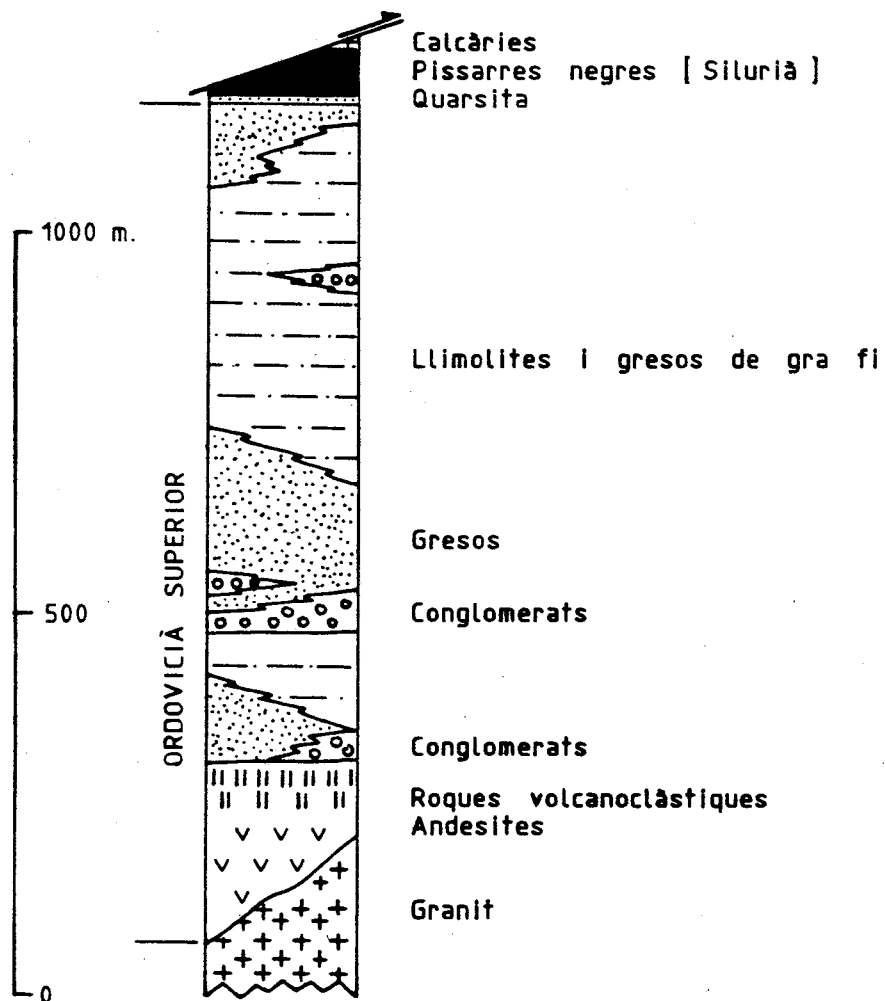


Figura II.4. Sèrie esquemàtica de l'Ordovicià superior i Silurià de la Muntanya del Montroig.

## **Làmina II.1.        Materials**

**Foto 1.** *Aspecte de paisatge del contacte gneissos - esquistos, paral·lel a la foliació regional. A la dreta, les mines de talc de Santa Maria.*

**Foto 2, 5 i 6.** *Aspectes a escala d'aflorament del contacte esquistos - gneissos. Localitat: 2 i 5. Sudest del Roc de la Campana. 6. Torrent de Frausa.*

**Fotos 3 i 4.** *Aspectes en mostra de mà del contacte gneissos - esquistos. Localitat: Serra de Montmer.*

**Foto 7.** *Gneiss ocellar del Mas Blanc. Localitat: pista de Fontfreda a Les Illes.*

**Foto 8.** *Gneiss ocellar del Roc de Frausa. Localitat: Castell de Cabrera.*

**Foto 9.** *Gneiss de gra fi. Localitat: camí del coll dels Pous a El Moixer.*

## **Làmina II.2      Materials**

**Foto 1.** *Aspecte en mostra de mà d'un esquist quarso - feldspàtic. La plagiòclasi forma petits ocells. Localitat: Pista de Maçanet a La Vajol.*

**Foto 2.** *Amfibolita amb petits porfiroblastos de plagiòclasi. Localitat: Pista de Maçanet a La Vajol*

**Foto 3.** *Amfibolita amb nivells calcosilicatats. Localitat: Est de Fusimanya.*

**Foto 4.** *Esquist corniànic amb granats de la zona sil.limanita - granat. Localitat: Pista del Coll dels Pous al Pic de Fontfreda.*

**Foto 5.** *Esquist de la zona de la sil.limanita amb porfiroblastos de cordierita. Localitat: Mines de ferro de Maçanet de Cabrenys.*

**Foto 6.** *Roca calcosilicatada. Localitat: oest de Les Salines.*

**Foto 7.** *Conglomerat de l'Ordovicià superior. Localitat: Est del Castell del Montroig.*

**Foto 8.** *Llimolita de l'Ordovicià superior amb alternança litològica pelítico - psamítica. Localitat: nord del Montroig.*

**Foto 9.** *Metavulcanita amb fenocristalls de quars. Localitat: carretera de Darnius a Biure.*

## II.2. GRANITOIDES INTRUSIUS HERCINIANS

Els granitoides hercinians ocupen una vasta extensió, al sud i est de la zona estudiada. Formen la part central del batòlit de St. Llorenç-La Jonquera, un dels més extensos del Pirineu. L'orogènia herciniana en el Pirineu és caracteritzada per la intrusió de grans masses de granitoides. Se'n distingeixen dos tipus principals (Autran et al., 1970): els granits moscovítics peralumínics i emplaçats en nivells estructurals mesozonals i els granitoides calco-alcalins emplaçats en nivells estructurals més elevats, en general epizonals. Els granitoides calco-alcalins són volumètricament més importants i formen els grans batòlits del Pirineu (fig. I.1). Intrueixen posteriorment a les principals fases deformatives hercinianes i provoquen una aurèola de contacte al seu voltant.

En la zona estudiada es troben dos cossos intrusius, el batòlit de La Jonquera, més important quant a extensió geogràfica, i el massís de Ceret, a l'extrem septentrional i fora de l'àrea estudiada.

El batòlit de La Jonquera - St Llorenç forma part del grup de granitoides calcoalcalins. Aquest batòlit ha estat referit anteriorment en la bibliografia (Fontboté i García Rodrigo, 1958; Autran et al., 1963). Autran et al. (1970), en un estudi exhaustiu sobre els granitoides del Pirineu oriental inclouen una cartografia del batòlit i reconeixen tres tipus de granitoides diferents: granodiorita amb biotita i hornblenda, granit amb feldspat potàssic rosa (granit de St. Llorenç) i monso granit. Aquest treball ha constituït un punt de referència per als estudis posteriors sobre granitoides del Pirineu. Estévez (1973) fa una cartografia i un estudi petrològic sobre la part central del batòlit. Cocherie (1985) en caracteritza amb elements traça la part francesa. Cal esmentar els treballs, actualment en curs, realitzats per Morales a la part oriental del batòlit.

En aquest treball s'ha cartografiat el sector central del batòlit de La Jonquera, entre Costoja,

a l'oest, i el riu Llobregat, a l'est. Es distingeixen diversos tipus de granitoides, desde termes intermedis fins a àcids que encaixen dintre de la sèrie paleozoica. A la part sud, els materials garumnians es disposen discordantment al seu damunt.

La morfologia tridimensional del contacte dels granitoides amb els materials paleozoics és sempre paral·lela a la foliació. Aquest paral·lelisme indica una forma estratiforme de la intrusió. Al Massís del Roc de Frausa, els granitoides se situen per sobre dels materials cambro-ordovicians. Sempre estan en contacte amb els nivells relativament més elevats de la sèrie cambro-ordoviciàna i, en la zona estudiada, es disposen directament al damunt dels gneissos. A la muntanya del Montroig, els granitoides se situen al dessota dels materials ordovicians superiors, tot i que la poca superfície en contacte paleozoic/granit no evidencia clarament el tipus de contacte. La columna estratigràfica sintètica de la figura II.1 mostra els materials representats en l'àrea cartografiada i el nivell d'emplaçament dels granitoides. Donat que es disposa del contacte inferior i superior dels granitoides, es pot aproximar el gruix de la làmina intrusiva. A partir del tall geològic sintètic de la zona estudiada (fig. III.33) es pot deduir que el gruix de la làmina és aproximadament de 3 km. Els contactes dels granitoides amb els materials cambro-ordovicians són molt irregulars i tendeixen a ser arrodonits. Es troben nombrosos *septa* de metapelites de dimensions reduïdes (d'ordre decimètric) i d'escala cartogràfica (decamètrics) englobats dintre de la massa plutònica (mapa 1). Els contactes amb els materials ordovicians superiors són també nets, però no s'observen tants enclavaments de materials metamòrfics en el seu interior. La morfologia tridimensional del contacte és sempre paral·lela a la foliació. Aquest paral·lelisme indica una forma estratiforme de la intrusió. De tota manera, el paral·lelisme del contacte granit - metapelites i metapelites - gneissos es pot ex-

plicar estructuralment (capítol III). En els materials metamòrfics en cap cas han estat observats signes d'una foliació provocada per intrusió forçada de la roca plutònica. Al contrari, la presència dels *septa* indica més aviat un emplaçament de tipus passiu sense distorsió de l'encaixant.

Han estat cartografiades sis fàcies diferents de granitoides (mapa 1). La fàcies més bàsica és representada per les tonalites (localment quarso-diorites) i es troba a la part nord de la zona. La granodiorita amb biotita sola o biotita i hornblenda forma la major part dels granitoides cartografiats i ocupa la part central de l'àrea. És envoltada per petits cossos discontinus de forma allargada de pòrfir granític o granodiorític. Aquests pòrfirs separen, localment, les granodiorites d'uns granits amb fenocristalls de feldspat potàssic de color rosat, el granit de St. Llorenç (Autran et al. 1970). Associat a aquest tipus de granit s'observen dics d'aplites (o aplites - pegmatites) en general de gruix decimètric a mètric. El monso granit forma una massa arrodonada situada al nord-est de la tonalita. Els leucogranits amb biotita i localment amb moscovita es troben al centre de la part oriental cartografiada. Es presenten en forma de dics i masses irregulars que tallen la granodiorita.

Han estat observats dos tipus de contactes entre les diferents unitats. Entre els termes tonalítics i granodiorítics els contactes són graduals. Els contactes entre la granodiorita i el pòrfir granític els contactes són graduals, però el canvi de litologia és perceptible en pocs metres. Els contactes que impliquen els granits amb megacristalls de feldspat potàssic, els granits monsonítics i els leucogranits són sempre nets.

Les relacions temporals entre els diversos cossos intrusius són difícils d'establir. Els leucogranits són posteriors a la granodiorita i a la tonalita. Els granits monsonítics tallen la tonalita biotítica - hornblèndica. Les relacions entre els

altres cossos observats no han pogut ésser establertes amb certesa.

La tonalita amb biotita i hornblenda, se situa a la vora nord de la zona estudiada i als voltants de La Jonquera. Aquesta tonalita entra localment dintre del camp de les quars-diorites quan disminueix el seu contingut en quars, i en el camp de les granodiorites quan augmenta la proporció del feldspat potàssic. Es diferencia dels altres granitoides de l'àrea pel seu major índex de color, donat per la presència de biotita d'hàbit tabular. La biotita i l'hornblenda sovint formen agrupacions de petits cristalls. Puntualment, és notòria l'absència d'hornblenda en la tonalita.

El monso granit és identificable pels grans cristalls de feldspat potàssic (fins a 10 mm) que conté, sovint amb macla de Carlsbad. Popularment, aquest granit és denominat "ull de serp" a causa de la brillantor produïda per la reflexió de la llum sobre els plans d'exfoliació dels grans cristalls de feldspat potàssic.

El granit amb megacristalls de feldspat potàssic presenta mida de gra més gran que les granodiorites i tonalites. Destaquen megacristalls idiomòrfics de feldspat potàssic en una matriu de quars, biotita i plagiòclasi de l'ordre de 2 ó 3 mm. Aquest granit passa gradualment a una fàcies més àcida amb menys contingut en biotita, amb els feldspats potàssics al·lotriomorfs i amb moltes cavitats miarolítiques.

El pòrfir granític a granodiorític es caracteritza per presentar fenocristalls de feldspat potàssic envoltats per albita, aquest tret és el més característic, ja que la textura és molt variable desde porfírica a granuda.

El leucogranit amb dues miques (moscovita i biotita) mostra una situació molt clara en l'espai i en el temps relativament als altres tipus. Aquests cossos tardans, en relació als altres grups de roques descrites, intrueixen en forma de dics de direcció NE-SW i gruix variable, o bé en grans masses d'extensions d'ordre hectomètric i es dis-

tribueixen irregularment en tota la zona formant eixams de discs localitzats en àrees preferents. Per la seva major resistència a l'erosió, solen ressaltar en el paisatge i formen la coronació de petits turonets.

La taula 1 i la figura II.5 mostra les anàlisis químiques i la representació en un diagrama dels diferents tipus de granitoides cartografiats.

La microestructura dels granitoides és típicament granuda holocristal·lina. Els minerals essencials són quars, feldspat potàssic, plagiòclasi, biotita i, en algú dels casos, hornblenda. Pel que fa als minerals fèlsics, el feldspat potàssic sol presentar pertites i, a vegades, és identificable com a microclina. En les tonalites és intersticial i de distribució irregular, la seva proporció augmenta en les granodiorites i en el granit, i passa d'al.lotriomorf a subidiomorf. En les granodiorites i el granit es constata l'existència de macles de Carlsbad en els feldspats potàssics.

Les plagiòclasis són idiomorfes o hipidiomorfes, i presenten sovint la macla de l'albita, a voltes associada amb la macla de la periclina o amb la macla de Carlsbad. Són molt freqüents els cristalls zonats. Altres característiques són la sinèusi entre cristalls de plagiòclasi i les mirmequites a les vores d'algunes plagiòclasis en contacte amb feldspats potàssics.

El quars és al.lotriomorf, excepte en les roques més riques en feldspat potàssic (monsogranit), on desenvolupa cares cristal·lines. Tant el quars, menys sovint, com el feldspat potàssic poden incloure parcialment o totalment cristalls idiomorfs de plagiòclasi o de màfics.

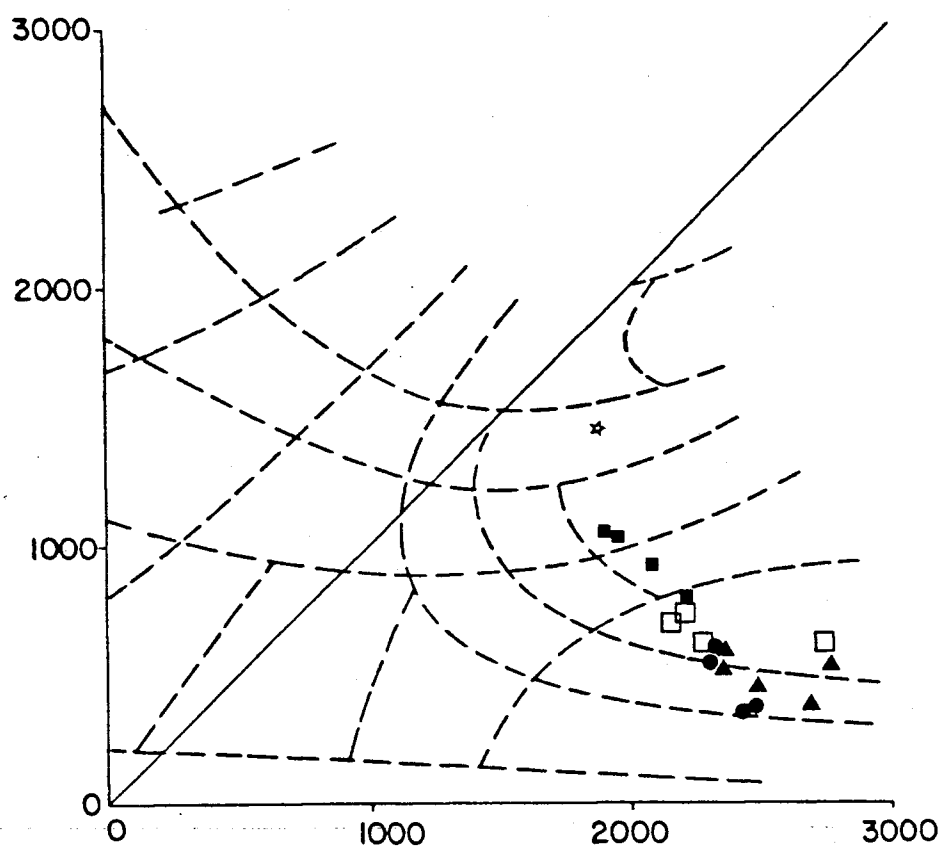
El mineral màfic més abundant és la biotita, present en tots els tipus petrogràfics descrits. És d'hipidiomorf a al.lotriomorf, i té un marcat hàbit tabular i pleocroisme marró molt acusat. L'hornblenda és d'hipidiomorfa a al.lotriomorfa, i sovint es troba associada a biotita. Presenta un pleocroisme verd moderat i, ocasionalment, està maclada.

Com a minerals accessoris, destaquen l'apatita i el zircó, generalment inclosos en les biotites, minerals opacs i l'allanita, que pot arribar a donar cristalls de mida de gra propera a 10 mm.

Els minerals secundaris més freqüents són la clinzoisita, l'epidot i la sericita, formats a partir de la saussuritització de les plagiòclasis i la clorita, formada a partir de biotita.

Els leucogranits ténen mida de gra variable, fins i tot dintre d'un mateix cos intrussiu; la microestructura varia de granuda a aplítica i pegmatítica. La mineralogia és: quars, feldspat potàssic pertític extraordinàriament abundant (sovint microclina), plagiòclasi, moscovita i biotita en proporcions variables, tots ells al.lotriomorfs. Destaca la presència de turmalina com a mineral accessori. La microestructura d'aquests cossos és heterogènia; mostren variacions de textures granítiques a aplítiques i pegmatítiques, fins i tot dintre del mateix cos intrussiu. També s'aprecien estructures de flux magmàtic, definides per grans cristalls (fins a 20 mm) de biotita i moscovita amb marcat hàbit tabular, i pel bandat textural, paral·les als contactes.





**Figura II.5.** Diagrama segons De la Roche (1980) amb les composicions dels granitoides analitzats. Els símbols corresponen als tipus cartogràfics distingits. (\*) diorites del Massís de Ceret, (■) tonalites, (□) granodiorites, (▲) granits amb megacristalls de feldspat potàssic, (●) pòrfir granític.

### **Làmina II.3.        Materials**

**Fotos 1 i 4.** *Granodiorita amb biotita i hornblenda. Notar que presenta una distribució irregular dels cristalls de feldspat potàssic. Localitat: NW de La Jonquera*

**Fotos 2 i 6.** *Granit amb megacristalls de feldspat potàssic. Localitat: Embassament de Boadella.*

**Fotos 3 i 5.** *Pòrfir granític amb fenocristalls de feldspat potàssic envoltats per albïta. Localitat: camí del Mas Pericot.*

**Fotos 7 i 8.** *Tonalita amb biotita i hornblenda. Localitat SW de La Vajol.*

**Foto 9.** *Diorita amb granats i amb petits enclavaments de metapelites, al contacte amb l'encaixant. Localitat: Pista del Coll dels Pous a Fontfreda.*

### III.1. INTRODUCCIÓ

En el conjunt del Pirineu, l'estructura herciniana ha resultat en la formació de diversos sistemes de plecs i en el desenvolupament d'una foliació regional. Els autors que han treballat al Pirineu han proposat diferents models i successions de fases deformatives per explicar l'evolució estructural herciniana. De manera simplificada, hom accepta la presència de tres episodis deformatius: un prefoliar, un sinfoliar o principal i un postfoliar o tardà (Laumonier i Guitard, 1978; Carreras i Santanach, 1983; Guitard, Geyssant i Laumonier, 1984).

L'episodi prefoliar agrupa totes les estructures anteriors a la formació de la foliació regional. Molts dels autors que han treballat al Pirineu Oriental han descrit sistemes de plecs prefoliaris que no porten associat el desenvolupament d'una foliació (Santanach, 1974; Laumonier i Guitard, 1978; Muñoz, 1985). L'episodi sinfoliar correspon a l'episodi principal de plegament, durant el qual es forma la foliació regional. Al Pirineu Oriental alguns autors (Llac, 1969; Casas, 1978; Casas et al. 1988) consideren que la foliació regional és el resultat de la superposició de dos sistemes de plecs i foliacions. No hi ha acord quant a la vergència de la fase principal. Alguns autors (Carreras, 1973; Santanach, 1974; Casas et al., 1988) opinen que les estructures vergeixen al sud, mentre d'altres opinen que vergeixen al nord (Autran i Guitard, 1969; Guitard, 1970; Llac, 1973). En els nivells estructurals profunds les estructures es formen en condicions metamòrfiques, en fàcies d'esquistos verds o fàcies amfibolita.

L'episodi tardà inclou tots els sistemes de plecs que deformen la foliació regional. Actualment es qüestiona la pertinença a l'herciniana d'alguns d'aquests plecs. La geometria dels plecs tardans arreu del Pirineu és complexa. Tothom coincideix en l'existència d'una fase de plegament de direcció NW - SE. Guitard (1970) i Santanach (1974) observen uns plecs de direcció NE - SW,

menys importants associats a la mateixa fase de plegament. La disposició actual dels domos gnèissics és el resultat de la interferència d'aquests sistemes de plecs. Als terrenys cristal·lins i dominis més metamòrfics les estructures tardanes estan més desenvolupades que als dominis més superficials. En aquests terrenys es generen foliacions milonítiques. Alguns autors inclouen les deformacions milonítiques en les fases de plegament tardà, donant-les-hi un paper important en el desenvolupament dels domos gnèissics (Carreras et al., 1980). Altres autors, malgrat que integren les foliacions milonítiques a l'herciniana, les deslliguen dels episodis de plegament tardans (Guitard et al., 1984; Laumonier et al., 1984).

El Massís del Roc de Frausa representa una culminació causada per una gran estructura antiformal on alforen diverses unitats de paleozoic i gneissos. La disposició actual de les diferents unitats litològiques cartografiades és el resultat de la superposició de les fases de plegament hercinianes i/o alpines.

L'estructura del Roc de Frausa ha estat interpretada amb anterioritat (Autran i Guitard, 1969; Estévez, 1973; Geyssant et al., 1978) com el resultat d'un empilament de plecs pennínic sinclinals (*nappes*) d'edat herciniana, vergents cap al NE.

L'estructura actualment visible en la zona cartografiada és el resultat d'una tectònica de plegament que afecta la foliació regional. La disposició actual de les unitats cartografiades mostra un paral·lelisme entre els tres conjunts litològics principals de la zona: els gneissos, els materials metasedimentaris i els granitoides. Aquest paral·lelisme dels contactes ha d'ésser explicat per

un plegament en el qual els tres conjunts litològics es comportin solidaris. Alguns d'aquests plecs, especialment els més tardans, podrien ésser d'edat alpina.

Als materials més metamòrfics del Massís del Roc de Frausa les estructures anteriors a la foliació regional només són evidents en làmina prima. Tal com es comentarà amb més detall al capítol IV (apartat IV.2.3), la primera fase deformativa (D1) és només palesa pel desenvolupament d'una foliació, amb caràcter d'esquistositat (S1), visible en les metapelites. La segona fase deformativa (D2) és representada per la formació d'una esquistositat regional (S2), molt penetrativa i acompanyada d'un metamorfisme regional. La esquistositat S2 és pla axial d'uns plecs molt apretats que pleguen l'esquistositat anterior. A l'aflorament només han estat observades algunes estructures menors que podrien estar lligades amb la foliació regional. De tota manera, no s'ha pogut deduir-ne la direcció ni la vergència. La tercera fase deformativa (D3), és visible només al microscopi i és caracteritzada per un aixafament i un lliscament paral·lel als plans d'esquistositat.

Aquestes tres primeres fases deformatives són diacròniques i anteriors al clímax metamòrfic regional. A causa de l'elevat grau del metamorfisme, les estructures formades tendeixen a esborrar-se. Aleshores resta només palesa la foliació regional (S2), i, a voltes, la foliació anterior (S1).

La foliació regional (S2) és afectada per una tectònica de plegament, posterior al clímax metamòrfic regional i a la intrusió dels

granitoides. Aquestes fases tardanes han estat anomenades DIV en general. D'entre elles n'han estat caracteritzades dues (primera i segona fase tardana respectivament), responsables de les estructures més evidents a escala cartogràfica i s'analitzaran al llarg d'aquest capítol. La descripció de les estructures s'ha realitzat separatament per a les diverses unitats on la foliació regional és homogènia (fig. III.1).

Als materials menys metamòrfics del Montroig la fase deformativa principal (D2) és sincrònica al desenvolupament de la foliació regional incipient. Les estructures associades a la foliació regional (S2) són evidents.

Al llarg d'aquest capítol s'analitzaran les estructures més evidents a escala cartogràfica al Roc de Frausa i al Montroig. En el Massís del Roc de Frausa, es descriuran les estructures tardanes (DIV), ja que les estructures sinfoliars no s'han pogut caracteritzar macroestructuralment. Finalment també es farà un breu comentari sobre l'efecte de les deformacions tardanes en els granitoides.

Per concloure s'intentarà esbossar una idea de conjunt per explicar la disposició actual del vessant sud del massís del Roc de Frausa. El fet que només s'hagi treballat en una part del massís ha dificultat l'anàlisi de l'estructura, especialment de cara a explicar un model per a tot el massís.

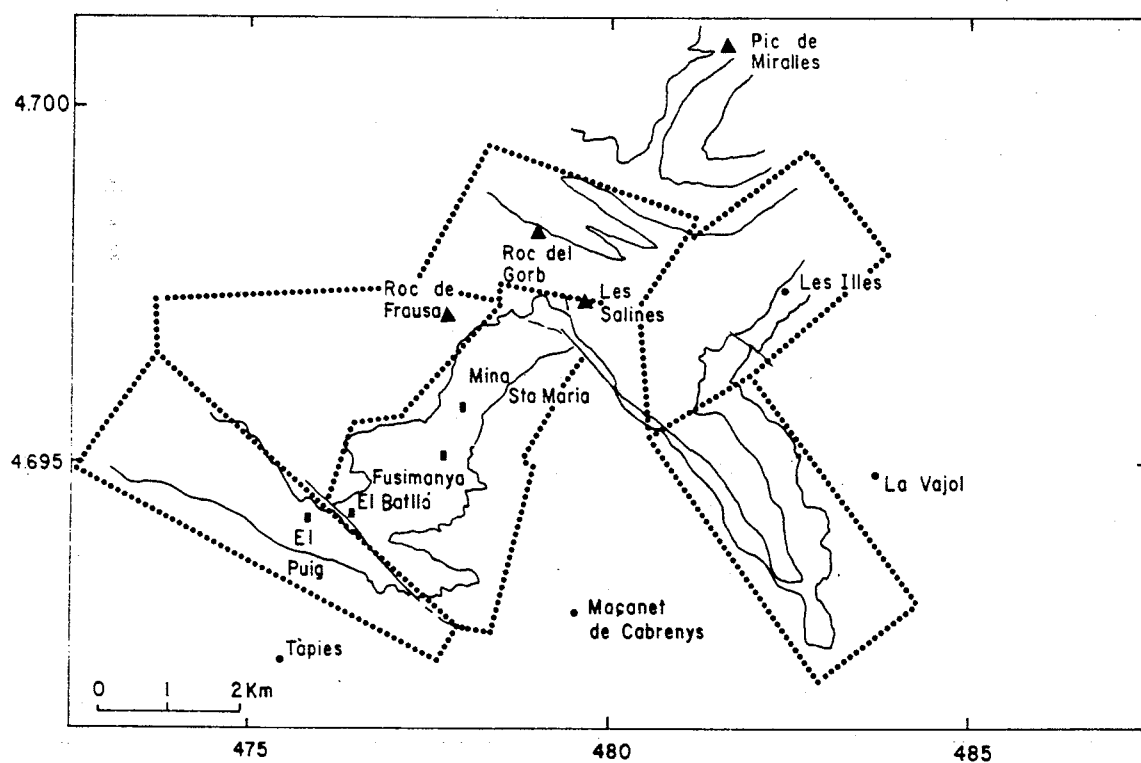


Figura III.1. Localització de les unitats estructurals descrites en el Massís del Roc de Frausa.

## III.2. MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA

La descripció de les estructures del sector estudiat d'aquest massís s'ha realitzat separatament per a les diverses unitats definides on la foliació regional és homogènia (fig. III.1)

### Unitat d'El Puig

Aquesta unitat ocupa la llenca d'esquistos en direcció NW - SE situada a l'oest de la zona estudiada (fig. III.1). Ha estat subdividida en dos dominis en funció de la orientació de la foliació regional: el domini de La Solana, al NW, i el domini d'El Puig, al SE.

En el domini de La Solana la foliació regional cabussa força homogèniament cap al SW (fig. III.2a). En el domini d'El Puig el màxim de la foliació regional està desplaçat respecte de l'anterior i cabussa subverticalment cap al NE o cap al SW (fig. III.2b). En tots dos casos, els pols de la foliació es dispersen en una garnalda de direcció aproximada NE - SW (fig. III.3). Aquesta dispersió ve determinada pels plecs de l'estereograma de la figura III.4, amb eixos de direcció mitjana de  $110^{\circ}$  i cabussament proper a la horitzontal. Aquests plecs i estructures associades seran anomenats, a partir d'ara, segona fase tardana. Els plecs són asimètrics, vergents cap al sud, amb un flanc llarg amb cabussament més feble, situació general al domini de La Solana, i un flanc curt subvertical, que constitueix la situació del domini d'El Puig. El pla axial calculat per presenta una direcció  $114^{\circ}$  i un cabussament d'uns  $65^{\circ}$  al NE.

El màxim de la foliació milonítica (fig. III.5) coincideix amb la direcció del pla axial observat per als plecs, fet que suggereix que les milonites estan associades a aquests plans.

Part dels eixos dels plecs es distribueixen segons una garnalda que coincideix amb la ciclogràfica del màxim dels plans axials (segona fase tardana). Aquesta distribució ha estat inter-

pretada com causada per una fase de plegament prèvia (primera fase tardana), tal com es justificarà més endavant. La dispersió observada en els pols dels plans de la foliació regional no continguts en la garnalda NE - SW pot ésser el resultat dels efectes d'aquesta fase prèvia. Així mateix, alguns dels eixos dels plecs no continguts en la ciclogràfica dels plans axials dels plecs de la segona fase tardana (fig. III.4) podrien correspondre a plecs anteriors (primera fase tardana).

### Unitat de Fusimanya

Aquesta unitat està formada per la llenca d'esquistos que té una direcció NE - SW, a l'est de la unitat d'El Puig. Està separada de la unitat d'El Puig per una zona de trasposició NW - SE que afecta gneissos, metapelites i granits. S'ha subdividit en dos dominis: el domini sud, entre El Batlló i Fusimanya i el domini nord que ocupa tot el vessant que forma part de les mines de talc de Santa Maria, entre Fusimanya i la carena d'El Moixer.

El domini sud està caracteritzat per l'existència d'uns plecs cartogràfics que afecten tant el contacte metapelites - gneissos com el contacte metapelites - granit. El domini nord presenta una foliació regional amb una disposició molt homogènia (fig. III.1). El domini sud es caracteritza per presentar una dispersió de la foliació regional segons una garnalda N - S, amb un màxim de direcció i cabussament  $077/60SE$  (fig. III.6). Predominen les foliacions que cabussen al SSE ( $70^{\circ}S$ ). Aquesta garnalda està lleugerament distorsionada segons una direcció E-W, i per tant mostra una certa tendència cònica.

Els eixos i els plans axials dels plecs (fig. III.7) estan força escampats. Malgrat estar escampats es distribueixen segons un màxim de direcció ESE - WNW i cabussament variable entre  $20^{\circ}$  i  $40^{\circ}$ .

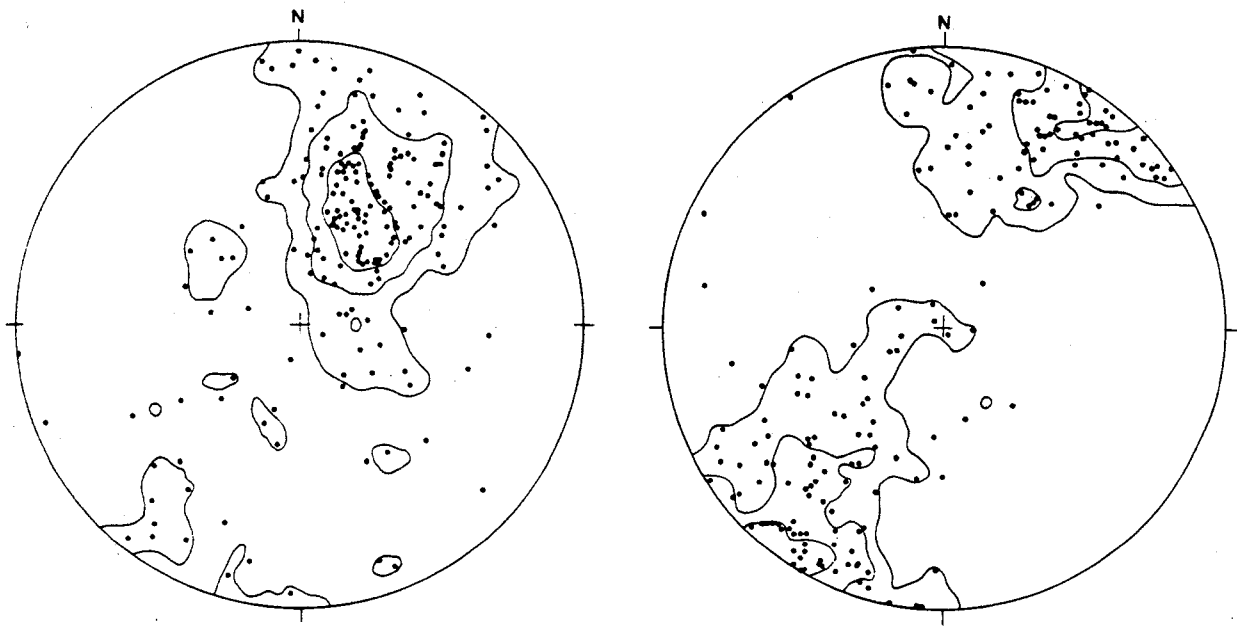


Figura III.2. Estereogrames de la foliació regional de la unitat d'El Puig. a: Sector occidental.  $n = 190$ . 1, 3, 8%. b: Sector oriental.  $n = 183$ . 1, 3, 6.5%

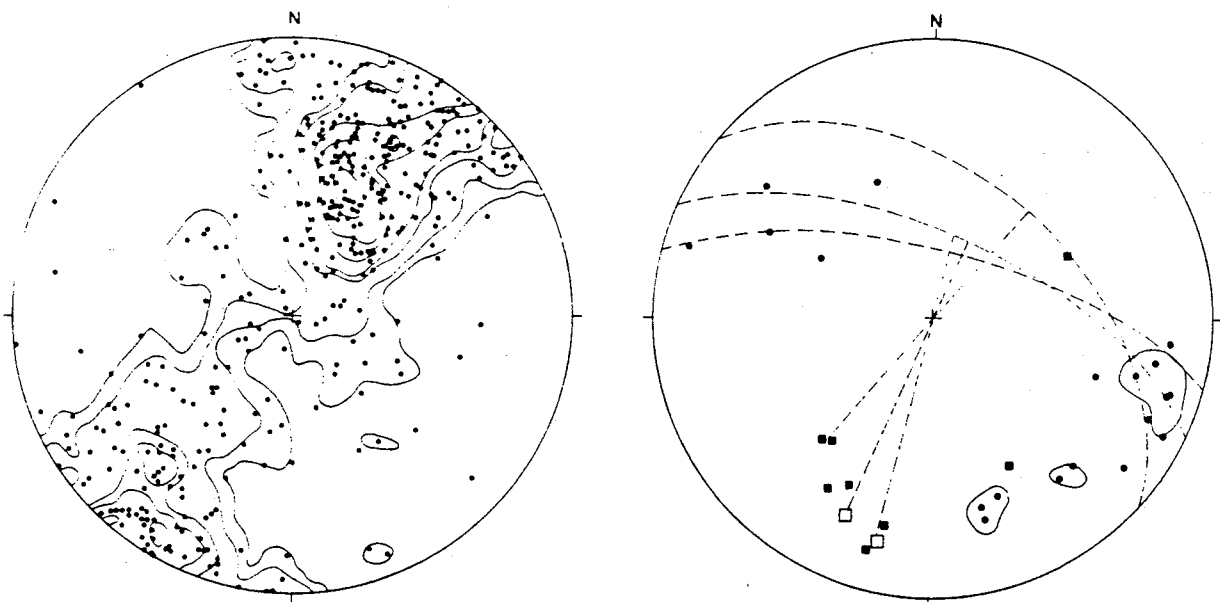
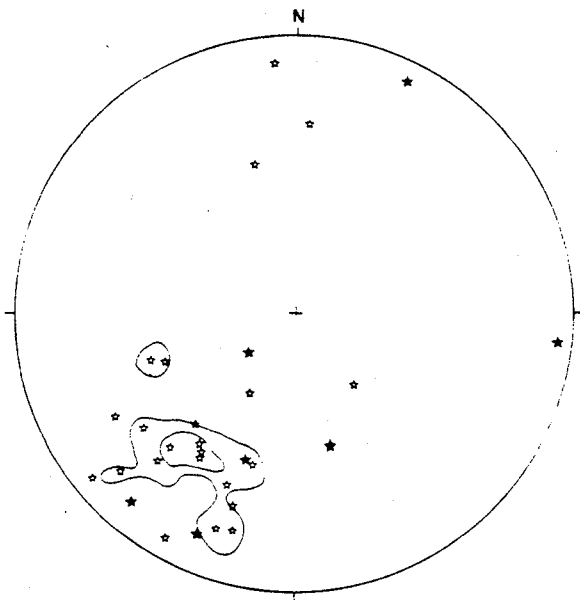
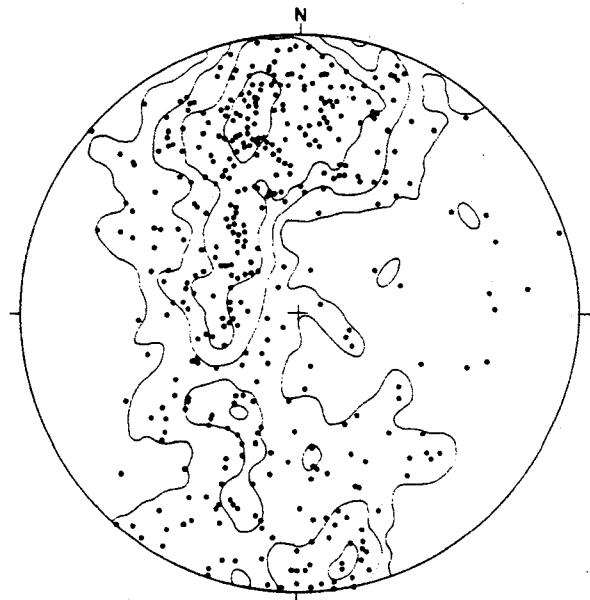


Figura III.3. Estereograma global de la foliació regional de la unitat d'El Puig.  $n = 371$ . 0.5, 1, 2, 3, 5, 6%.

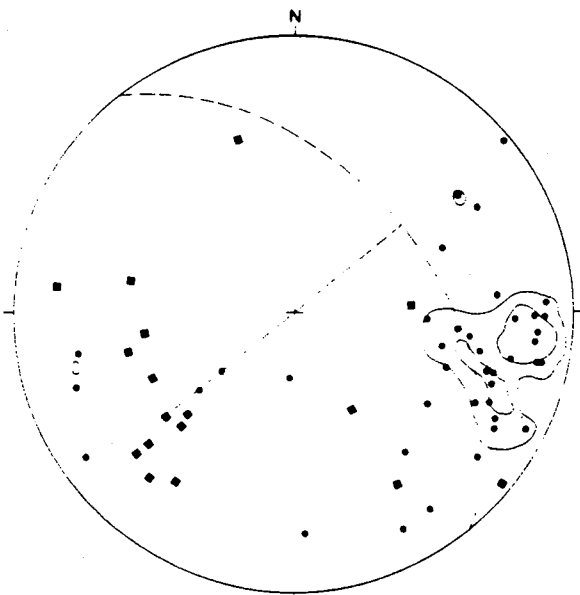
Figura III.4. Elements geomètrics dels plecs tardans de la unitat d'El Puig. (•) eix de plec.  $n = 19$ . 10%. (■) pla axial observat. (□) pla axial calculat.



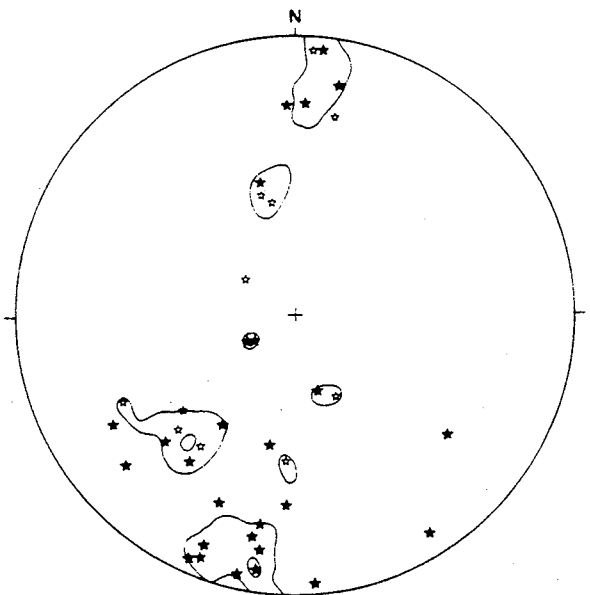
**Figura III.5.** Foliació milonítica de la unitat d'El Puig. (\*) foliació milonítica. (\*) foliació trasposada.  $n = 31$ . 6, 13%.



**Figura III.6.** Estereograma de la foliació regional en el domini sud de la unitat de Fusimanya.  $n = 397$ . 0.5, 1.5, 2.5, 5%.



**Figura III.7.** Elements geomètrics dels plecs tardans del domini sud de la unitat de Fusimanya. (•) eix de plec.  $n = 36$ . (■) pla axial.



**Figura III.8** Foliació milonítica del domini sud de la unitat de Fusimanya. (\*) foliació milonítica. (\*) foliació trasposada.  $n = 38$ . 5, 10%.



Al detall, els eixos presenten un màxim de direcció i cabussament 096/16 i un màxim allargat que defineix una ciclogràfica aproximadament coincident amb els plans axials que cabussen al NE (fig. III.7). És de destacar que aquest màxim així com la direcció i cabussament dels plans axials dels plecs concorden amb l'observat en la unitat d'El Puig, malgrat que la foliació regional cabussa segons una direcció diferent. D'aquí es desprèn que aquests plecs són les estructures més tardanes observades en ambdues unitats (segona fase tardana). A més d'aquests eixos i plans axials hi ha uns altres eixos i plans que se separen notablement d'aquest màxim. Aquests podrien pertànyer a una fase anterior de plegament.

Les foliacions milonítiques (fig. III.8) estan força escampades. S'observa un màxim, coincident amb la situació dels plans axials de la segona fase tardana, de direcció 120 i cabussament al NE. Aquestes milonites són interpretades com les observades en la unitat d'El Puig. Altres plans de foliació milonítica presenten una orientació E-W i un cabussament molt elevat cap al N, o en menys ocasions cap al S. Les orientacions d'aquestes milonites són anòmales i es podrien interpretar com el resultat d'una geometria anastomòtica o bé com anteriors a la segona fase tardana.

El domini nord es troba situat des de Fusimanya fins la carena d'El Moixer. En aquest domini la foliació regional cabussa molt constant cap al SE (fig. III.9). Els eixos de plecs observats estan molt escampats (fig. III.10). La distribució dels eixos de plecs descriu un cercle màxim que es pot considerar el pla axial d'aquests plecs, i tindria una orientació NE - SW. Les poques milonites que han estat observades en aquesta zona estan molt escampades (fig. III.11). Es disposen en direcció NE - SW. Aquesta orientació és anòma respecte de les altres milonites observades en la unitat d'El Puig, amb plans de direcció NW - SE. Aquestes milonites són les que provoquen el talc de les mines de Santa Maria.

La concentració dels pols dels plans de la foliació regional en aquest domini, en contrast

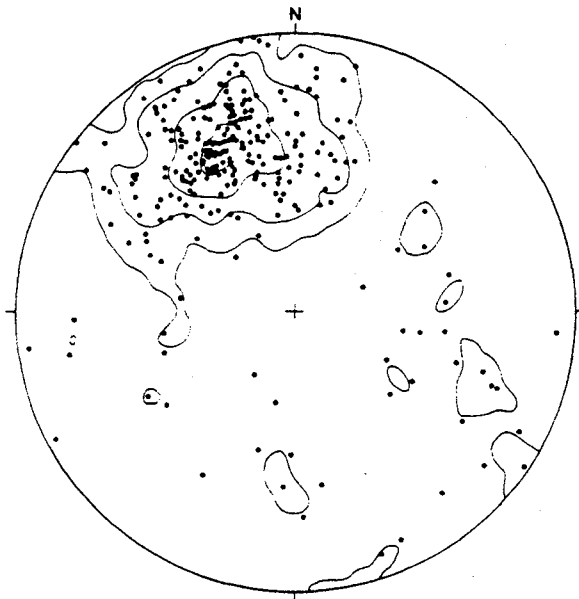
amb les dispersions observades en els altres dominis descrits suggereix una menor importància de les estructures de la segona fase tardana, les quals condicionen la distribució en gornaldes de la foliació regional. Igualment, el pla axial deduït a partir de la distribució dels eixos dels plecs, així com les foliacions milonítiques, podrien correspondre a estructures de la primera fase tardana.

### Unitat del Roc de Frausa

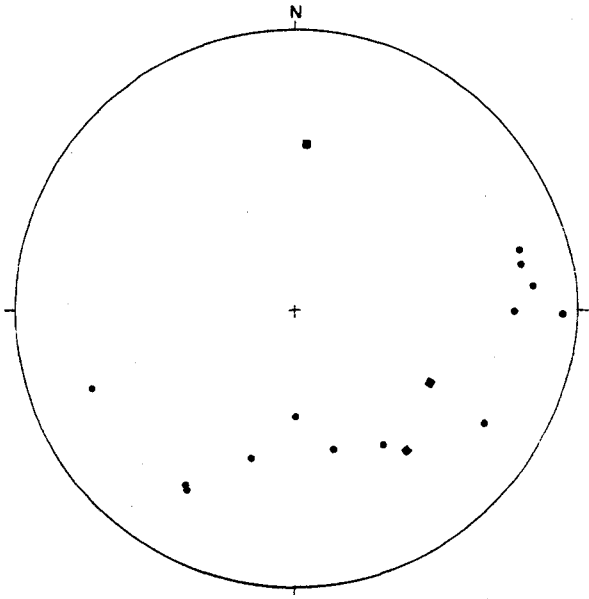
Comprèn els gneïssos de l'extrem NW de la zona cartografiada. S'estén des del Coll de Perilló, a l'oest fins el Pic d'El Moixer a l'est, seguint la carena fronterera. El límit sud és determinat pel contacte amb els esquistos (fig. III.1). Aquesta zona es pot subdividir en dos dominis. Un llarg i estret, que va des del Coll de Perilló fins El Batlló, i un altre, majoritari, format per la resta de gneïssos de la unitat.

El domini Coll de Perilló - El Batlló es caracteritza per presentar una foliació que cabussa fortament cap al NE o cap al SW (fig. III.12). Els plans de foliació presenten una orientació molt semblant a la de la unitat d'El Puig. Aquest domini representa la continuació en els gneïssos de les estructures observades a la unitat del Puig. Les orientacions NW - SE dels plans de foliació i les distribucions dels màxims indiquen que aquests gneïssos han estat afectats per la segona fase tardana, amb plans axials de direcció NW - SE.

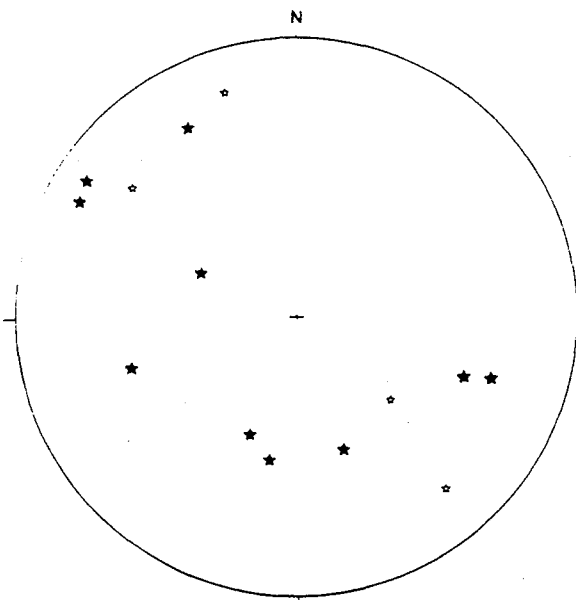
El domini Coll de Perilló - Roc de Frausa presenta un màxim de la foliació cabussant cap al sud (fig. III.13). S'insinua una gornalda de direcció N - S que dispersa els pols dels plans de la foliació. La feble repartició de la foliació segons una gornalda N - S podria ser causada pels plecs de la segona fase tardana. Al camp s'han observat plecs hectomètrics, amb flocs amb cabussaments suaus vers el sud i flancs redreçats. És en aquests flancs redreçats on s'han observat les milonites, fet que indicaria la sincronia entre els plecs de la segona fase tardana i les principals bandes



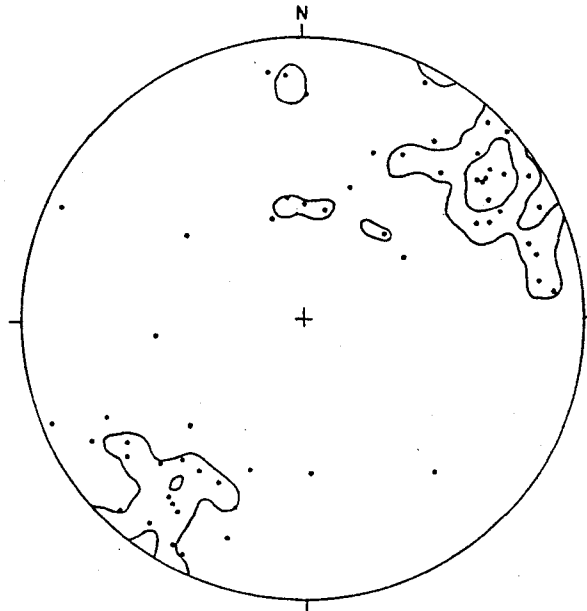
**Figura III.9.** Estereograma de la foliació regional en el domini nord de la unitat de Fusimanya.  $n = 254$ . 1, 2.5, 6, 14%.



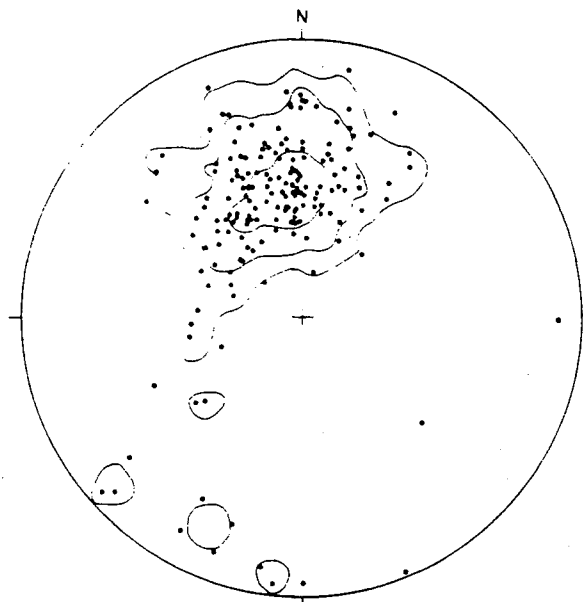
**Figura III.10.** Elements geomètrics dels plecs tardans del domini nord de la unitat de Fusimanya. (•) eix de plec. (■) pla axial.



**Figura III.11.** Foliació milonítica del domini nord de la unitat de Fusimanya. (★) foliació milonítica. (\* ) foliació trasposada.



**Figura III.12.** *Estereograma de la foliació regional en el domini Coll de Perilló - El Batlló, de la unitat del Roc de Frausa. n = 58. 4 i 8%.*



**Figura III.13.** *Estereograma de la foliació regional en el domini Coll de Perilló - Roc de Frausa, de la unitat del Roc de Frausa. n = 173. 1, 3.5, 10%.*

milonítiques. Les milonites observades en aquest domini presenten cabussaments vers el N i NE (fig. III.14).

Paral·lelament a les principals bandes milonítiques s'arrangieren uns filons de quars discontinus d'importància local. En aquesta zona els filons de quars més importants presenten direcció E - W a NW - SE. Tenen una potència molt variable. El filó principal es troba a la part central d'una banda milonítica d'un centenar de metres d'amplada; el filó assoleix els 20 metres de gruix (fig. III.15). La foliació milonítica d'aquest filó té una direcció E - W i forma un angle força elevat amb la foliació regional (compareu figures III.13 i III.14). Al camp s'observen dues generacions de quars. La primera presenta una foliació milonítica molt penetrativa, amb plecs intramilonítics (foto 8, làm.III.1). La segona mostra un quars més transparent; la foliació milonítica primària és molt poc o gens marcada i sovint el quars talla la foliació milonítica (foto 9, làm.III.1). Totes dues generacions de quars estan afectades per petites cisalles d'ordre centimètric, amb sentit de desplaçament vers el sud. La formació dels filons de quars és acompanyada d'un procés de silicificació de l'encaixant, el qual serà tractat en l'apartat IV.4.

### Unitat de Les Salines

La unitat de Les Salines ocupa la intersecció entre la unitat de Fusimanya, al SW i la unitat de La Vajol, al SE. El seu interès és el de poder analitzar les relacions geomètriques entre les unitats de Fusimanya i de La Vajol, amb una disposició diferent de la foliació regional. Per tal d'estudiar al detall aquestes relacions s'ha realitzat un mapa de traces de la foliació regional d'aquesta unitat (fig. III.16).

La foliació regional dibuixa un plec, amb un flanc cabussant cap al SE, la unitat de Fusimanya, i un flanc cabussant al NE, la unitat de La Vajol. Aquest plec té una traça axial de direcció aproximadament N - S i és afectat per una sèrie de plecs d'eixos de direcció E - W a NW - SE i traça

axial NW - SE i per un conjunt de milonites associades a aquests plecs. La figura d'interferència resultant és clarament observable en el mapa.

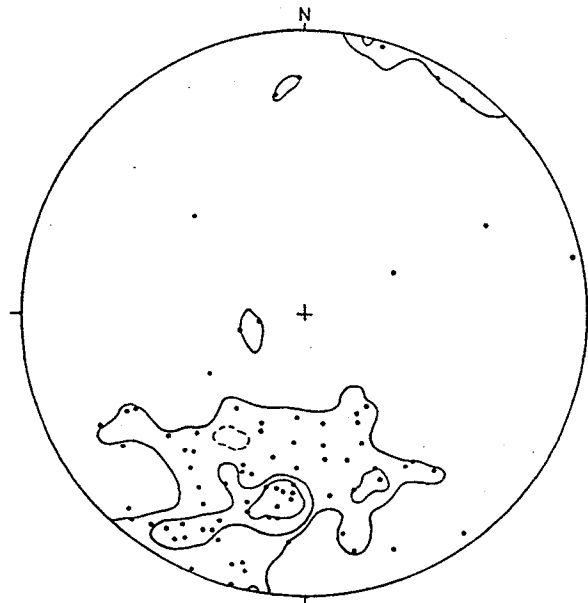
L'estereograma dels pols de la foliació regional corresponent a aquesta unitat (fig. III.17) mostra una gernalda de direcció N - S.

Els eixos dels plecs (fig. III.18) estan dispersats segons una ciclogràfica de direcció NW - SE que assenyala el pla axial dels plecs de la fase 2. Cal notar que l'orientació del pla axial d'aquests plecs no difereix de les altres unitats comentades i que coincideix amb el màxim de la foliació milonítica (fig. III.19). El màxim dels eixos dels plecs (45/090) (fig. III.18) correspon als plecs del flanc de Fusimanya: foliacions en direcció N - S a NE - SW. Els eixos de plec amb cabussament més feble, en direcció SE, corresponen als eixos de plec de la segona fase tardana, observats en el flanc de La Vajol, de direcció NW - SE i cabussament NNW.

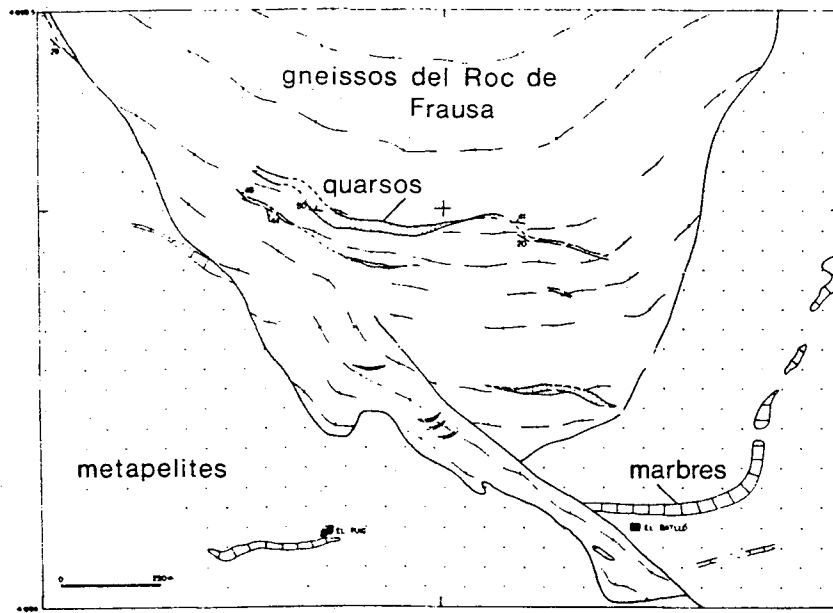
La foliació milonítica d'aquesta unitat presenta una direcció NW -SE, tal com es desprèn de la traça dibuixada a l'esquema estructural de la figura III.16 i un cabussament d'un 55° NE, com s'observa en l'estereograma de la figura III.19. Al detall, foliacions milonítiques amb cabussament cap al S, com les observades en l'extrem SW del mapa, estan cartogràficament lligades a plecs de la segona fase tardana. L'orientació de les milonites és similar a la de les foliacions milonítiques dels altres sectors.

### Unitat de La Vajol

Aquesta unitat és formada per un nucli de gneissos envoltats per metapelites i granitoides. La foliació regional d'aquesta unitat està molt escampada. El màxim mostra una direcció aproximada N-S i un cabussament d'uns 45° a l'est (fig. III.20). És notable remarcar la dispersió dels pols de la foliació d'aquest estereograma, tot i que s'observa que aquests es distribueixen aproximadament segons una gernalda de direcció NNW - SSE.



**Figura III.14.** *Estereograma de la foliació milonítica que afecta els gneissos i filons de quars del domini Coll de Perilló - Roc de Frausa. n = 81. 2.5, 6, 10%.*



**Figura III.15.** *Localització dels principals filons de quars en la unitat del Roc de Frausa.*

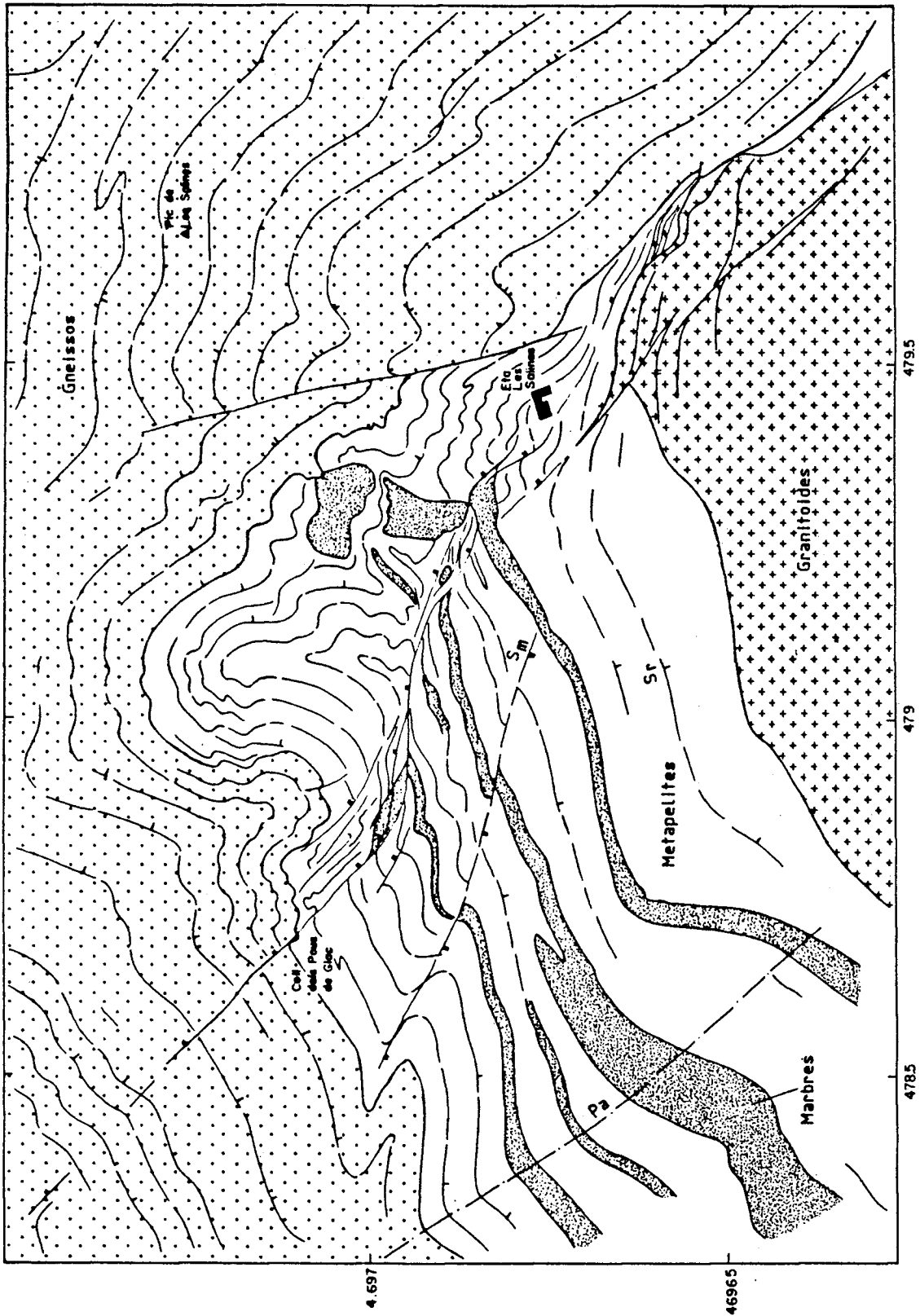
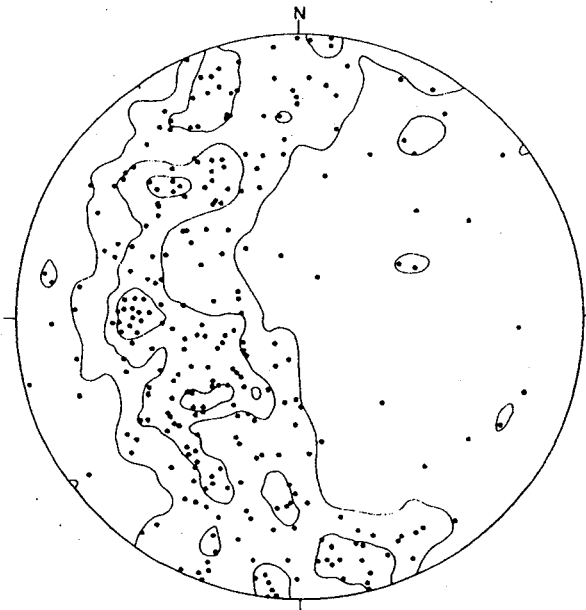
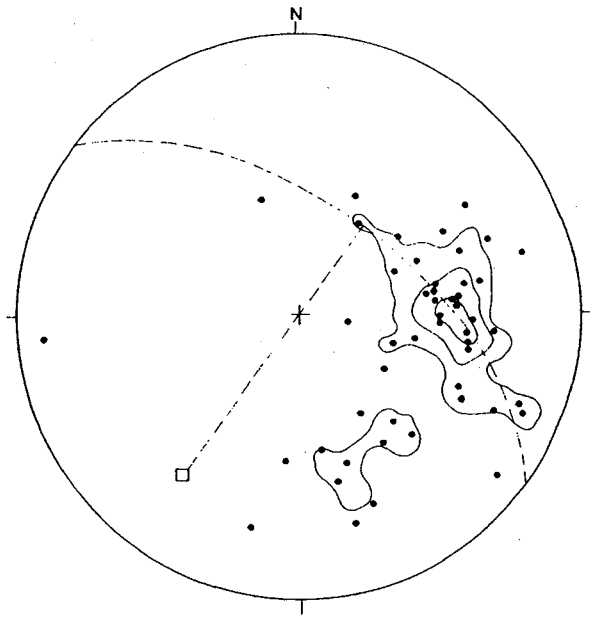


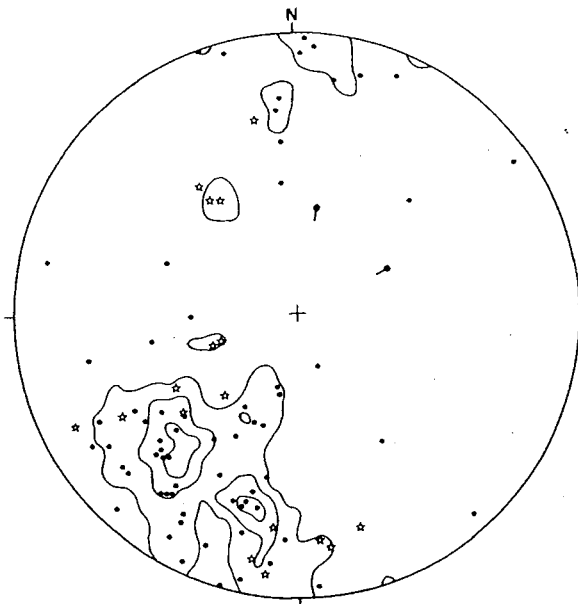
Figura III.16. Mapa de traces de la foliació regional de la unitat de Les Salines. Sr: foliació regional; Sm: foliació milonítica; Pa: traça de pla axial. Vegeu figures III.1 i III.45 per a la localització.



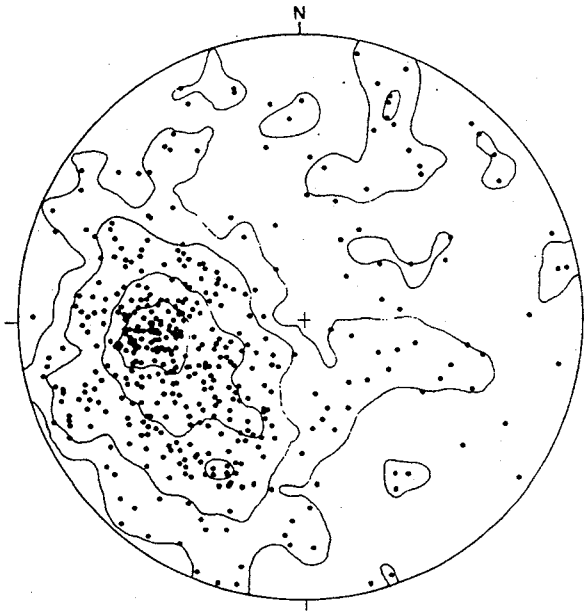
**Figura III.17.** Estereograma dels pols de la foliació regional de la unitat de Les Salines.  $n = 263$ . 1, 2, 4%.



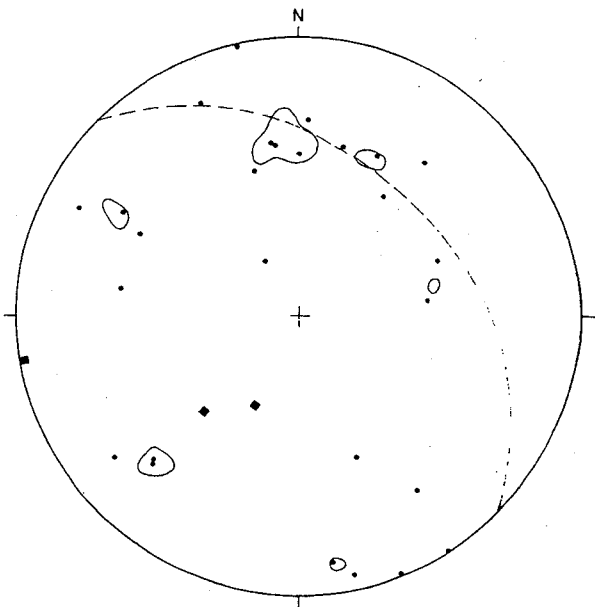
**Figura III.18.** Estereograma dels eixos de plec de la unitat de Les Salines.  $n = 49$ . 4, 8, 12%.



**Figura III.19.** Esterograma de la foliació milonítica de la unitat de Les Salines. (•) foliació milonítica. (\*) foliació de trasposició. (+) liniació d'estirament.  $n = 78$ . 2.5, 5, 8%.



**Figura III.20.** Foliació regional de la unitat de La Vajol.  $n = 431$ . 0.5, 1.5, 4, 7%.



**Figura III.21.** Eixos de plects de la unitat de La Vajol. (•) eix de plec.  $n = 27$ . 7%. (▪) pla axial.



**Figura III.22.** Foliació milonítica de la unitat de La Vajol.



Els eixos dels plects mesurats (fig. III.21) tendeixen a adaptar-se a un cercle màxim de direcció NW - SE que correspon al pla axial d'aquests plects i que és coincident amb els plans axials observats. S'observen també uns altres eixos de plects no continguts en el cercle màxim.

Les foliacions milonítiques estan força paral·lelitzades amb els contactes litològics. En l'estereograma (fig. III.22) presenten un màxim molt acusat de direcció NW - SE i cabussament elevat, cap al NE generalment, o menys sovint, cap al SW.

Per comparació amb les altres unitats es pot considerar que els eixos dels plects que es disposen en el cercle màxim NW - SE, així com les milonites, pertanyen a la segona fase tardana.

Els talls geològics de la figura III.23, realitzats al camí que va de La Vajol a Maçanet i al camí de Coll de Lli a Les Salines mostren la repetició metapelites - gneissos - metapelites, característica d'aquesta unitat. Aquesta repetició ha estat explicada anteriorment com un plec pennínic sinesquistós (Estévez, 1973). Donat que el granit també envolta la llenca de La Vajol, aquesta estructura difícilment pot ésser explicada com un plec sinesquistós. Aquesta repetició ha d'ésser causada per un plec tardà que afecti el granit. Malgrat això, els plects tardans observats al camp (fig. III.23) mostren la mateixa asimetria en les bandes de metapelites d'ambdós costats dels gneissos. Aquesta constant asimetria implica que aquests plects tardans no estan relacionats amb el plec tardà que ha causat la repetició de les metapelites. Són posteriors i assenyalen l'existència d'un sinclinal cap al nord.

### Unitat de Les Illes

La unitat de Les Illes està situada al N de la unitat de La Vajol i està formada per una llenca de metapelites i gneissos orientada en direcció NE - SW.

En el límit d'aquestes dues unitats ha estat realitzat un mapa de detall (fig. III.24) de les

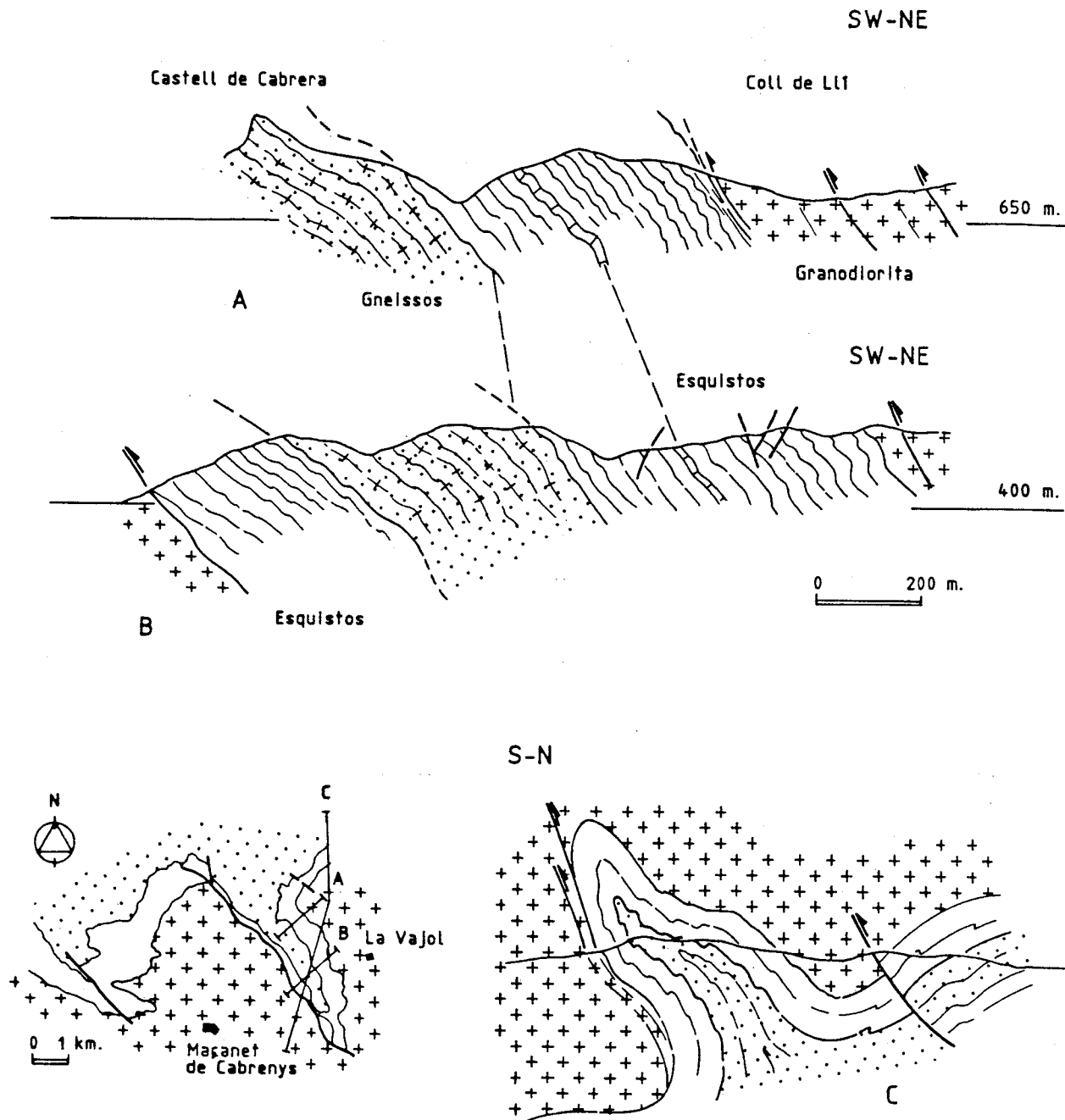
traces de la foliació regional, per tal d'analitzar les seves relacions geomètriques.

En el mapa s'observa un paral·lelisme notori dels contactes entre granitoides i metapelites i entre aquestes i els gneissos. A grans trets, el contacte metapelites - gneissos és paral·lel a la foliació regional, tot i que puntualment poden ser obliquis. La foliació regional està plegada i en continuïtat entre les dues unitats. La traça axial del plec que se'n dedueix presenta una direcció E - W. Les tres litologies estan afectades per bandes milonítiques de direcció NW - SE, relativament paral·leles al flanc sud del plec. Les bandes milonítiques estan associades a zones plegades en les metapelites i els gneissos. En una d'aquestes zones s'intueix una interferència de plects (fig. III.24).

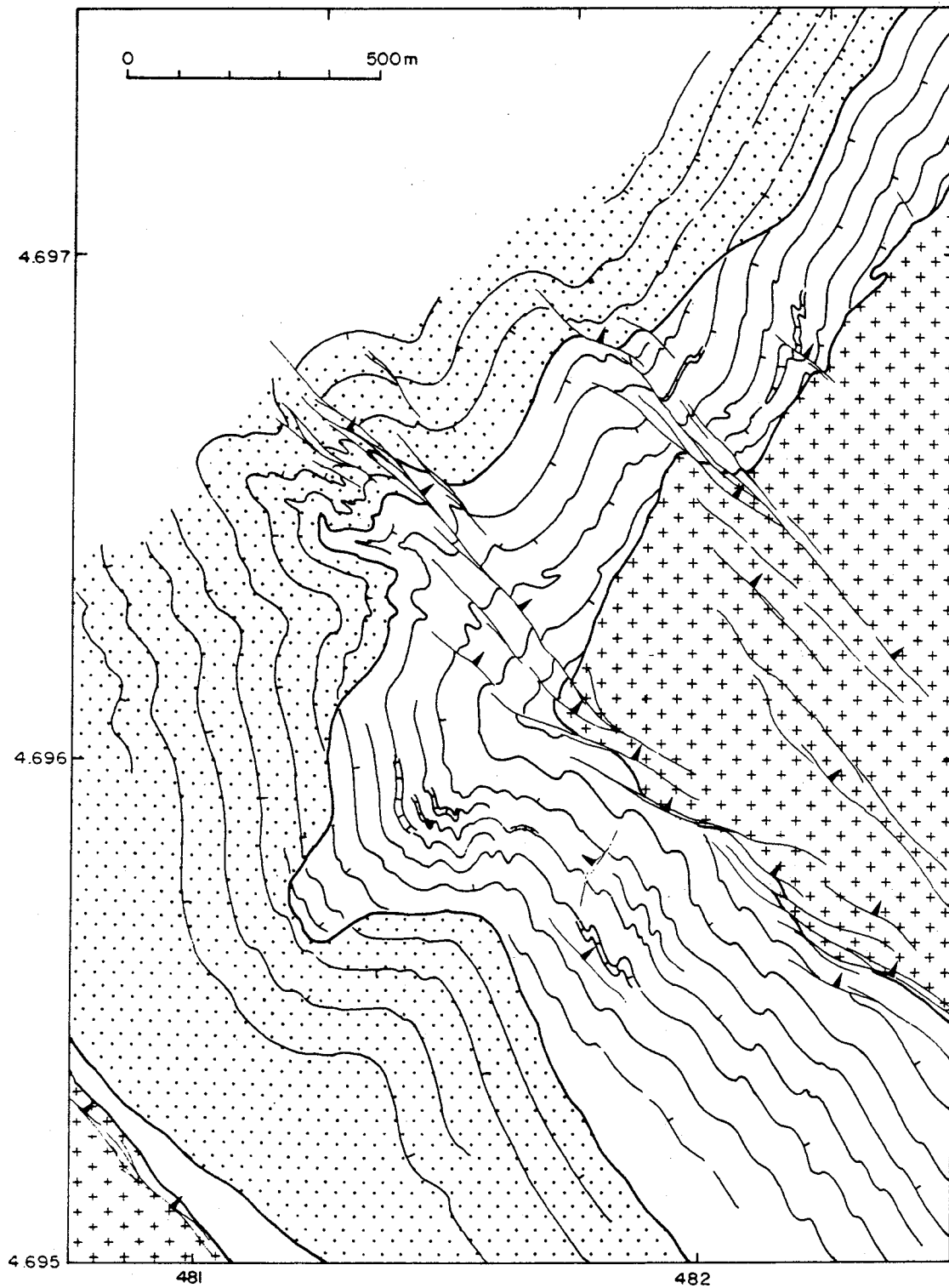
L'estereograma de pols de la foliació regional d'aquesta zona (fig. III.25) mostra una distribució segons una garnaleta de direcció N - S. Els eixos dels plects observats presenten una direcció i cabussament força variable, tot i que tendeixen a disposar-se segons un cercle màxim de direcció NW - SE, coincident amb el màxim de la foliació milonítica (fig. III.26). Els pols de la foliació milonítica es concentren en un màxim de direcció i cabussament 134/55NE (fig. III.27).

De l'anàlisi d'aquest sector es desprèn que les unitats de Les Illes i de La Vajol formen un sinclinal tardà de direcció E - W a SE - NW. La disposició dels eixos i les milonites associades permeten atribuir aquest plec a la segona fase tardana. A aquest sinclinal es poden associar els plects menors de la unitat de La Vajol, amb asimetria constant en les dues bandes de metapelites.

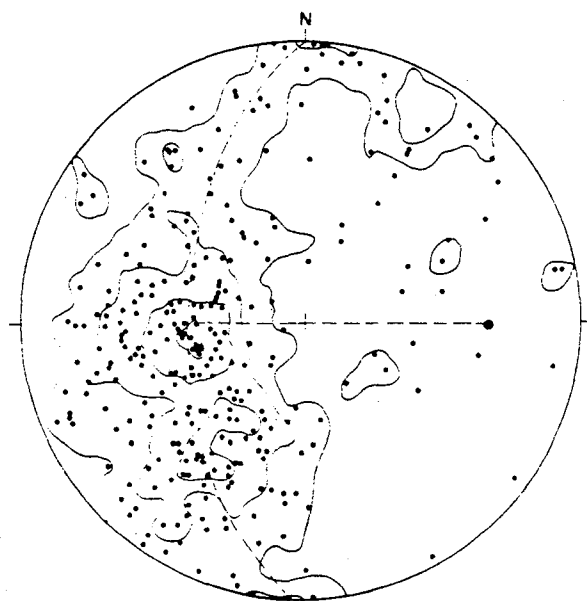
En la resta de la unitat de Les Illes, on la foliació regional cabussa preferentment uns 30° cap a l'est, els eixos dels plects mesurats (fig. III.28) presenten un màxim cap al ENE. És interessant constatar que els eixos tenen una direcció i cabussament comparables als observats a la



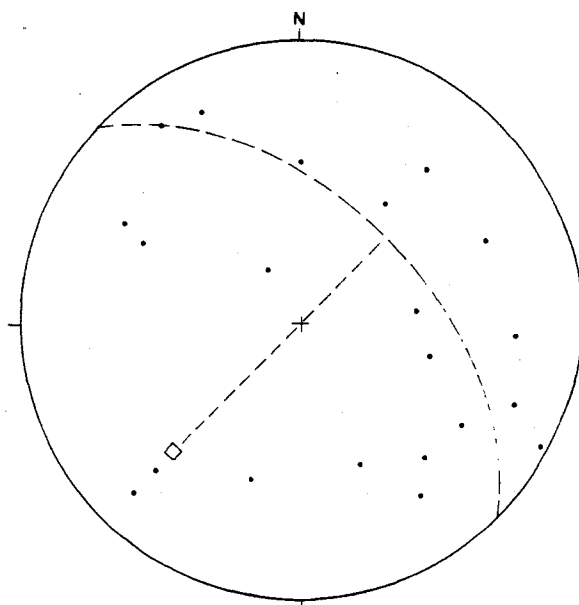
**Figura III.23.** Talls geològics de la unitat de La Vajol. A: camí Coll de LLi - Les Salines. B: camí La Vajol - Maçanet de Cabrenys. C: tall interpretatiu, no a escala, on s'observa la superposició d'un anticlinal de primera fase tardana i un sinclinal de segona fase. La situació és a la figura III.45.



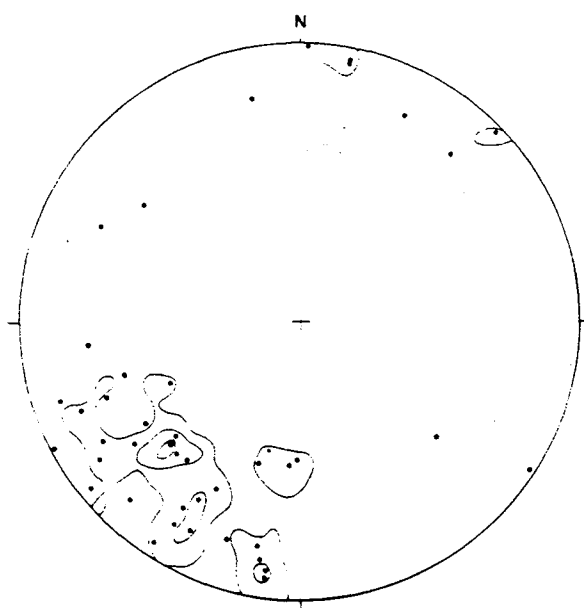
**Figura III.24** Mapa de traces de la foliació regional del sector de Coll de Lli - Les Illes, entre la unitat de La Vajol i la unitat de Les Illes. Punts: gneissos del Roc de Frausa; creus: granitoides; blanc: metapelites cambro-ordovicianes. Vegeu figura III.45 per a la localització.



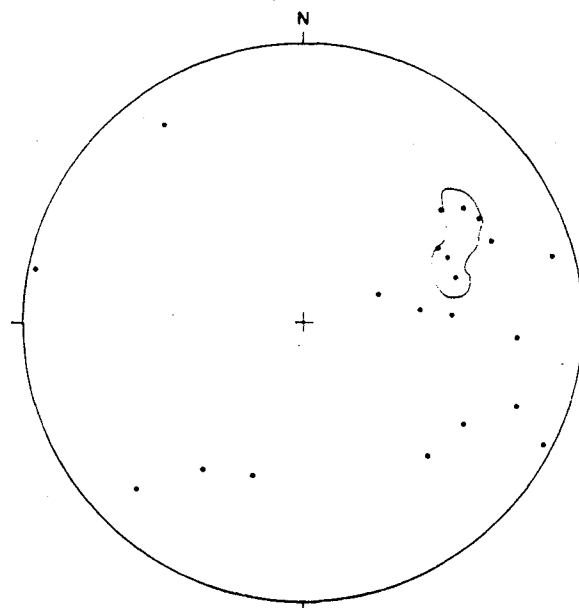
**Figura III.25.** *Esterograma de la foliació regional del sector de Coll de LLi - Les Illes, representat a la figura III.24. n = 283. 1, 2, 4, 7%.*



**Figura III.26.** *Esterograma dels eixos de plec del sector de Coll de LLi - Les Illes, representat a la figura III.24. n = 21.*



**Figura III.27.** *Foliació milonítica del sector de Coll de LLi - Les Illes, representat a la figura III.24. n = 48. 4, 8, 12%.*



**Figura III.28.** *Eixos de plec de la unitat de Les Illes. n = 19. 10%.*

unitat de Fusimanya, on la foliació regional també té una direcció NE - SW.

### Tall de Les Illes al Pic de Miralles

S'ha efectuat un tall en direcció NNW - SSE dede Les Illes fins al Pic de Miralles (fig. III.29) per tal d'analitzar les relacions entre les unitats estudiades i les unitats estructuralment inferiors (gneissos del Mas Blanc i metapelites de Mas Janer) que afloren en una estructura antiformal de direcció NE - SW (Autran i Guitard, 1969; Geyssant et al, 1978).

Independentment de la interpretació donada a la repetició de gneissos, bé sigui com plecs pennínic sinesquistosos (Geyssant et al., 1978), o bé sigui com una geometria original anterior a les estructures, l'evolució estructural obtinguda per a les fases tardanes és del tot comparable a la descrita per aquests autors. De l'anàlisi del tall i dels estereogrames associats (figs. III.29, 30, 31 i 32) es desprèn l'existència de dues fases de deformació. La primera, amb plans axials de direcció NE - SW, dona lloc a la macroestructura antiformal. Els plecs menors mesurats correspondrien majoritàriament a aquesta fase de deformació i es distribueixen segons el seu pla axial. La segona fase de deformació correspondria a plecs de direcció WNW - ESE, als quals estarien associades les bandes milonítiques més importants. Puntualment han estat observades petites bandes milonítiques en direcció NE - SW, probablement relacionades als plecs de la primera fase tardana.

### Unitat del Roc del Gorb

Finalment ha estat estudiat aquest sector per tal d'efectuar un tall general transversal del Massís del Roc de Frausa, en el qual s'ha integrat la zona estudiada (fig. III.33).

La unitat del Roc del Gorb presenta un cabussament predominant cap al NE (fig. III.34). Està força dispersada, tot i que es distribueix

segons una garnalda de direcció NNE - SSW (fig. III.34).

Els eixos dels plecs mesurats cabussen majoritàriament cap a l'ESE i SE (fig. III.35). Igual com a les altres unitats, corresponen als definits com plecs de la segona fase tardana. La dispersió segons la garnalda NE - SW pot ésser explicada per aquests plecs. La dispersió de la foliació regional segons la garnalda NE - SW indica la presència d'uns plecs que afecten la foliació anteriors a la segona fase tardana.

Les foliacions milonítiques (fig. III.36) cabussen majoritàriament cap al NE, en general amb angles elevats. La direcció i el cabussament de les milonites és molt semblant al de les altres unitats, fet que indica que corresponen a la última fase de deformació observada. Al camp s'observa que els plecs de la segona fase tardana i les milonites estan associats (fotos 1, 2, 3, làm III).

El tall geològic de la figura III.33 expressa les relacions entre les grans unitats litològiques: els granitoides, els gneissos del Roc de Frausa i les metapelites superiors i inferiors a aquests gneissos, els gneissos del Mas Blanc i els esquistos de Mas Janer (Autran i Guitard, 1969). El tall evidencia una estructura de plegament tardana, resultat de la superposició de les dues fases que s'han descrit en les unitats estructurals. La superposició d'aquestes dues fases és palesa en la unitat del Roc del Gorb, on els plecs de primera fase, vergents al sud, són plegats pels de la segona, també vergents al sud. Al camp s'observen plecs menors associats a totes dues fases de plegament, i crea una certa confusió per la coexistència d'asimetries contraposades. El sinclinal apretat situat al nord del Roc del Gorb representa la suma d'un sinclinal de la primera fase tardana i un de la segona, donat que la traça del tall passa pel punt on ambdós eixos coincideixen. L'anticlinal situat al nord, correspondria a un anticlinal de primera fase posteriorment verticalitzat pel sinclinal de segona fase situat al nord de l'anterior.

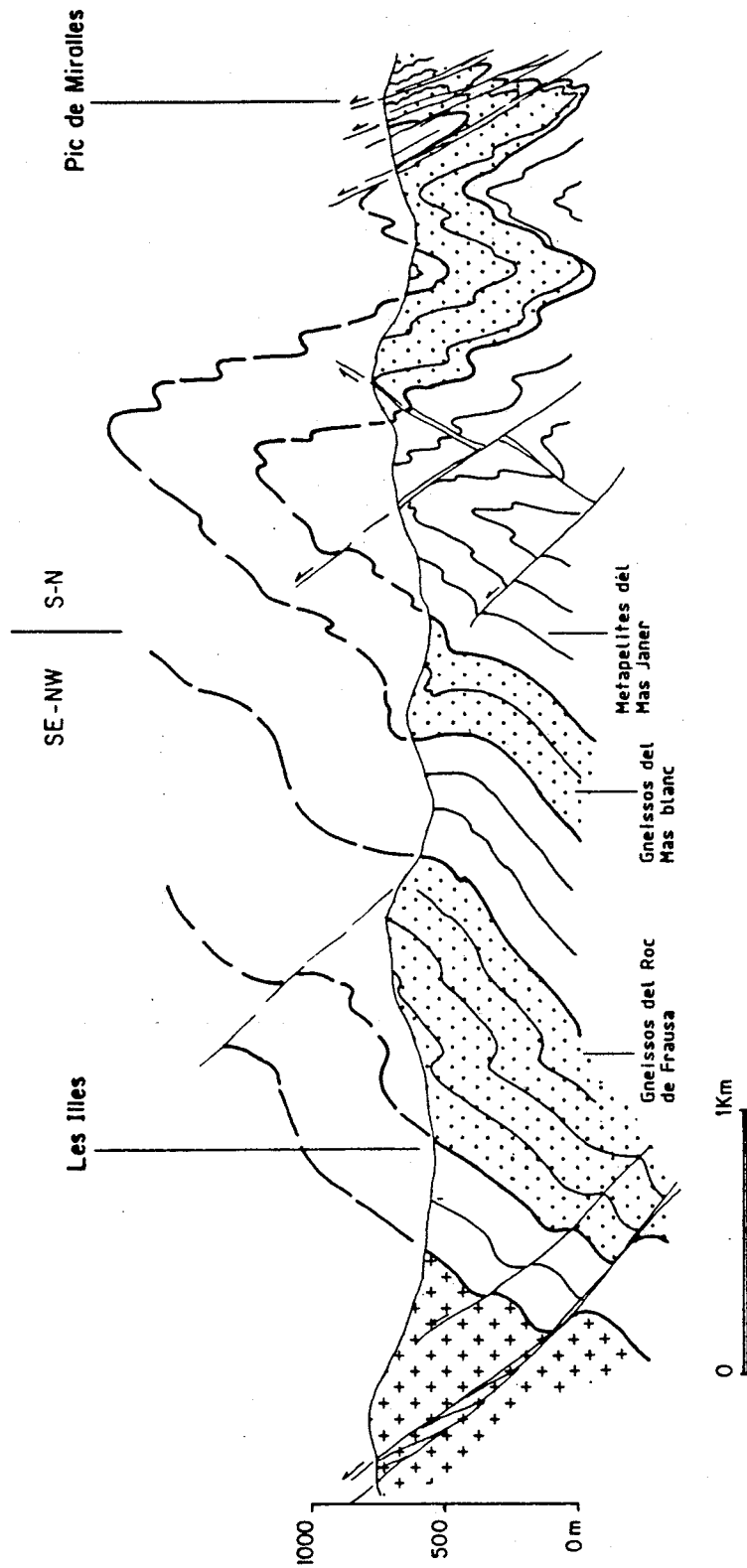
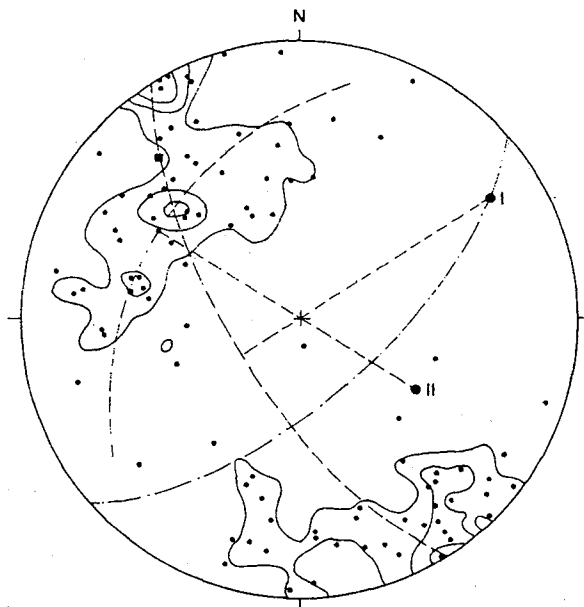
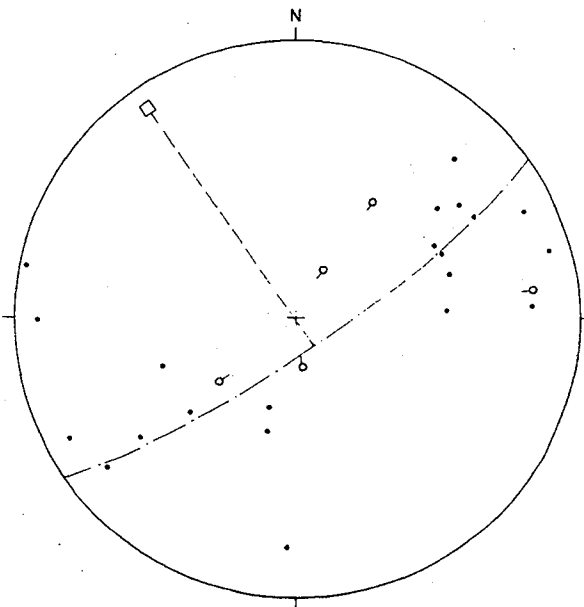


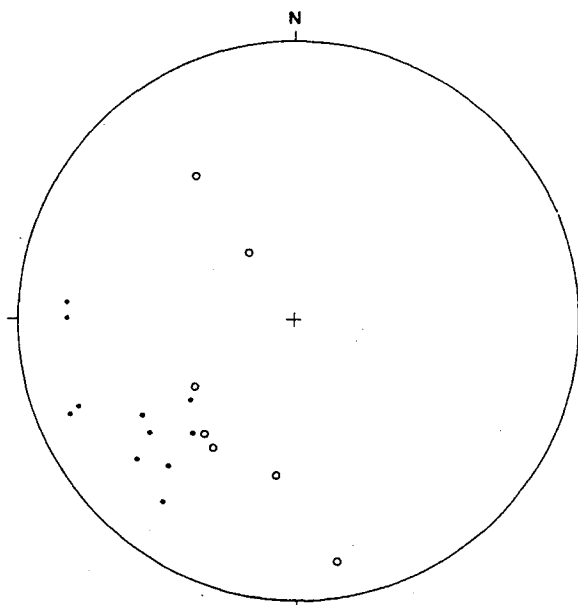
Figura III.29. Tall geològic des del sud de Les Illes fins al Pic de Miralles. Vegeu figura III.45 per a la situació.



**Figura III.30.** Estereograma dels pols de la foliació regional corresponent al tall de Les Illes - Miralles.  $n = 96$ . 2, 4, 6%.



**Figura III.31.** Estereograma dels eixos de plects corresponent al tall de Les Illes - Miralles. (•) eix de plec.  $n = 20$ . (σ) liniació de crenulació.



**Figura III.32.** Estereograma dels pols de la foliació milonítica del tall Les Illes - Miralles. (•) foliació milonítica. (o) foliació de trasposició.

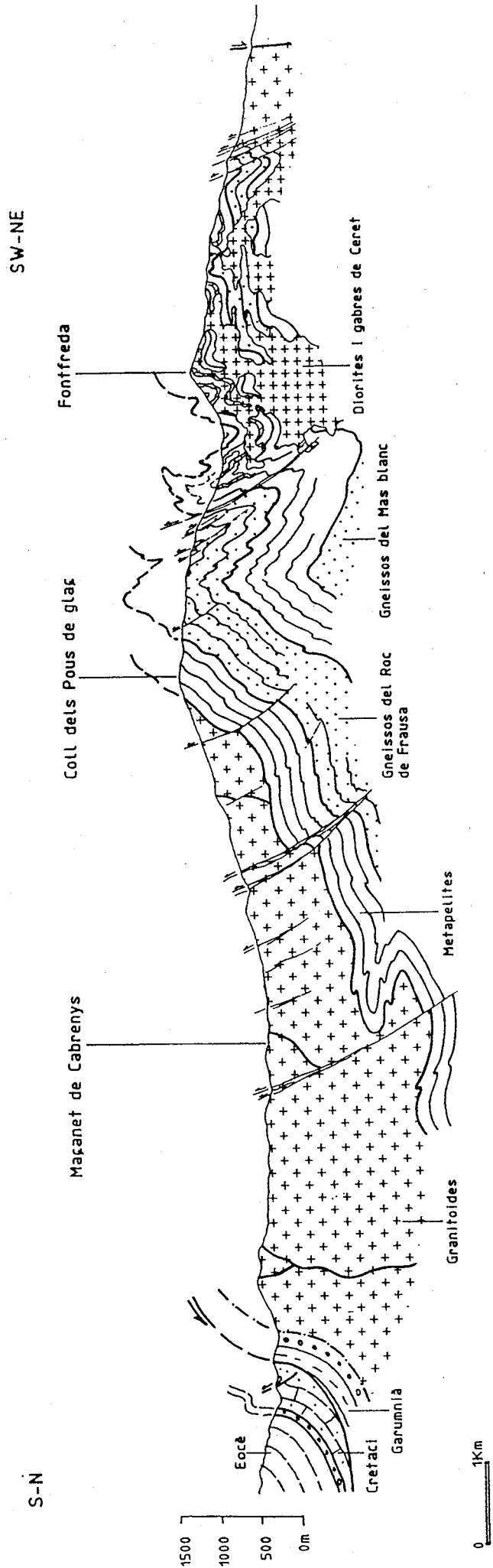
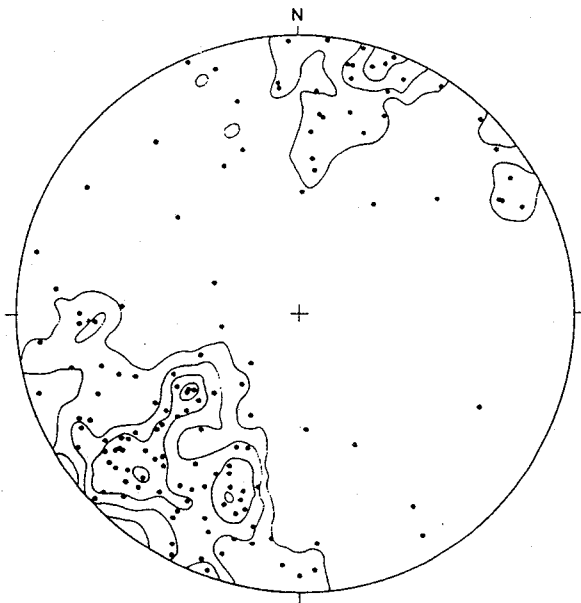
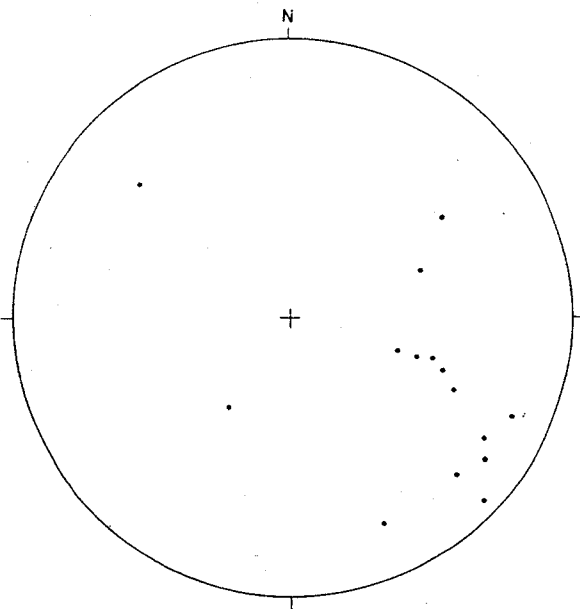


Figura III.33. Tall sintètic a través de la zona estudiada, desde Bac Grillera, al sud, fins a l'est de Ceret, al nord (plana del Rosselló). Vegeu figura III.45 per a la localització.

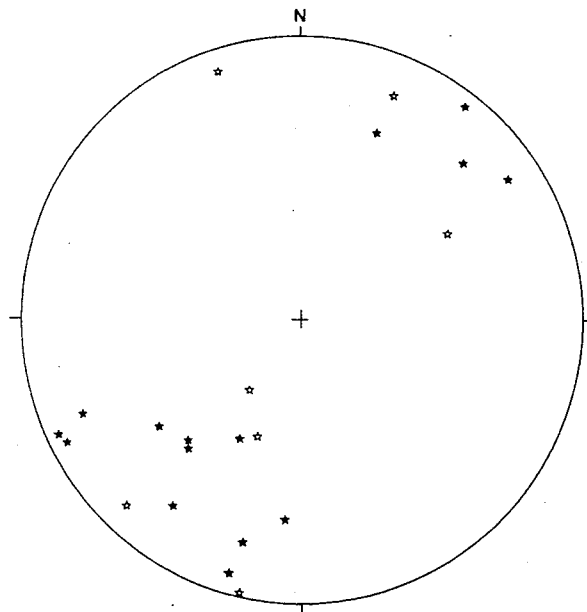




**Figura III.34.** Foliació regional de la unitat del Roc del Gorb.  $n = 131$ . 1.5, 3, 4.5, 8%.



**Figura III.35.** Eixos de plects de la unitat del Roc del Gorb.  $n = 15$ .



**Figura III.36.** Foliació milonítica de la unitat del Roc del Gorb. (★) foliació milonítica. (☆) foliació trasposada.

### III.3. LES DEFORMACIONS EN ELS GRANITOIDES

Els granitoides estan afectats per les dues fases de plegament tardanes, tal com es posa de manifest pel paral·lelisme dels contactes entre els tres grups litològics més importants: gneissos - metapelites - granitoides. La resposta dels granitoides enfront de la deformació tardana ha estat el desenvolupament de bandes milonítiques i superfícies de discontinuïtat espaiades, tals com foliacions incipients i plans de fractura.

Les bandes milonítiques s'observen en el sector septentrional del batòlit de La Jonquera. Representen la continuació de les bandes que afecten, a nivells estructurals inferiors, els metasediments i els gneissos. La direcció predominant de les milonites és de NW - SE a E - W, amb cabussaments elevats vers el NE (fig. III.37).

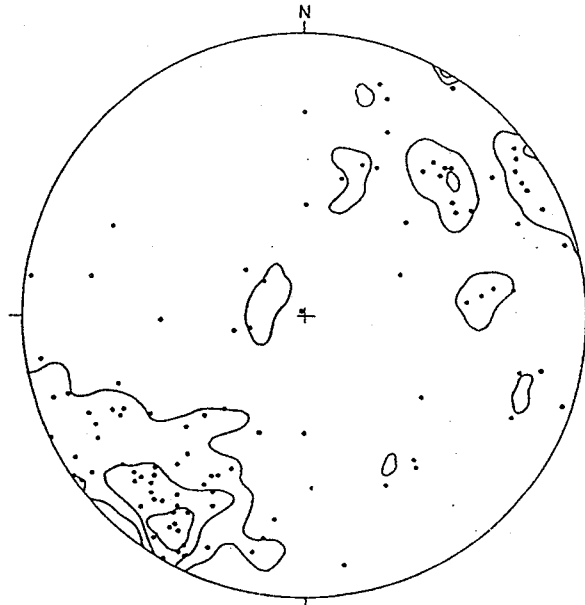
En el sector meridional, al sud de Maçanet de Cabrenys - Darnius, les bandes milonítiques esdevenen progressivament superfícies de discontinuïtat relativament menys penetratives que les foliacions milonítiques i fractures irregulars. Aquestes superfícies constitueixen bandes més amples (fins a 400 metres), alhora que l'orientació de les superfícies de discontinuïtat és menys constant que la de la foliació milonítica (fig. III.38). La més important d'aquestes bandes és la situada al sud de Maçanet de Cabrenys, amb direcció E - W.

Localment, s'observen filons de quars associats a les bandes milonítiques i a les zones de

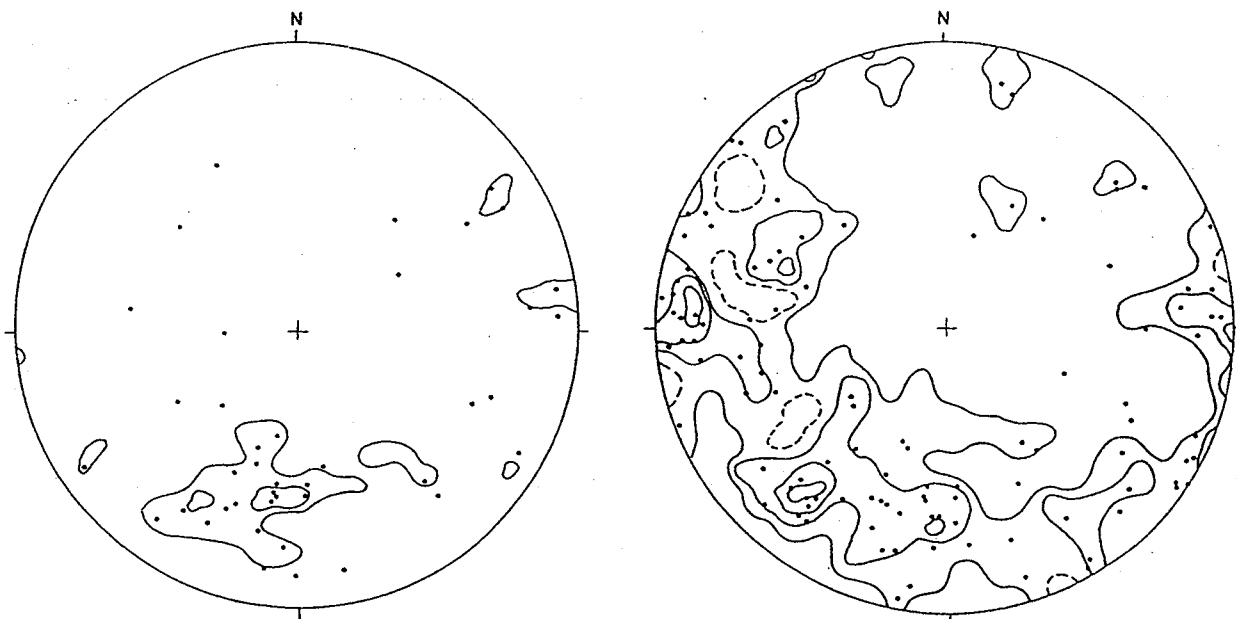
fractura (Estevez, 1970), comparables als observats en les bandes milonítiques que afecten els gneissos. Els filons més importants solen ser els associats a les bandes milonítiques. Normalment els filons de quars tenen una potència molt reduïda (d'ordre centimètric a decimètric). En certs indrets poden constituir filons de potència plurimètrica i destacar morfològicament en el relleu. Aquest és el cas dels filons del Puig de Calabuig (fig. III.38), de Can Tibau i de Can Duran.

El filó del Puig de Calabuig forma la continuació oriental del filó de quars descrit en els gneissos, ja que segueix la mateixa banda milonítica (fig. III.39). Està constituït per dos filons discontinus que formen les carenes de tres turons. Segueix una banda milonítica d'uns 100 metres de gruix i de direcció E - W a NW - SE (fig. III.39). El filó té fins 7 metres de gruix. S'observen dues generacions de quars, en la primera el quars és fortament foliat; en la segona el quars no està pràcticament afectat per la foliació milonítica. La deformació milonítica en el granit és acompanyada d'una silicificació intensa als contactes amb el filó, que serà comentada dintre de l'apartat IV.3.

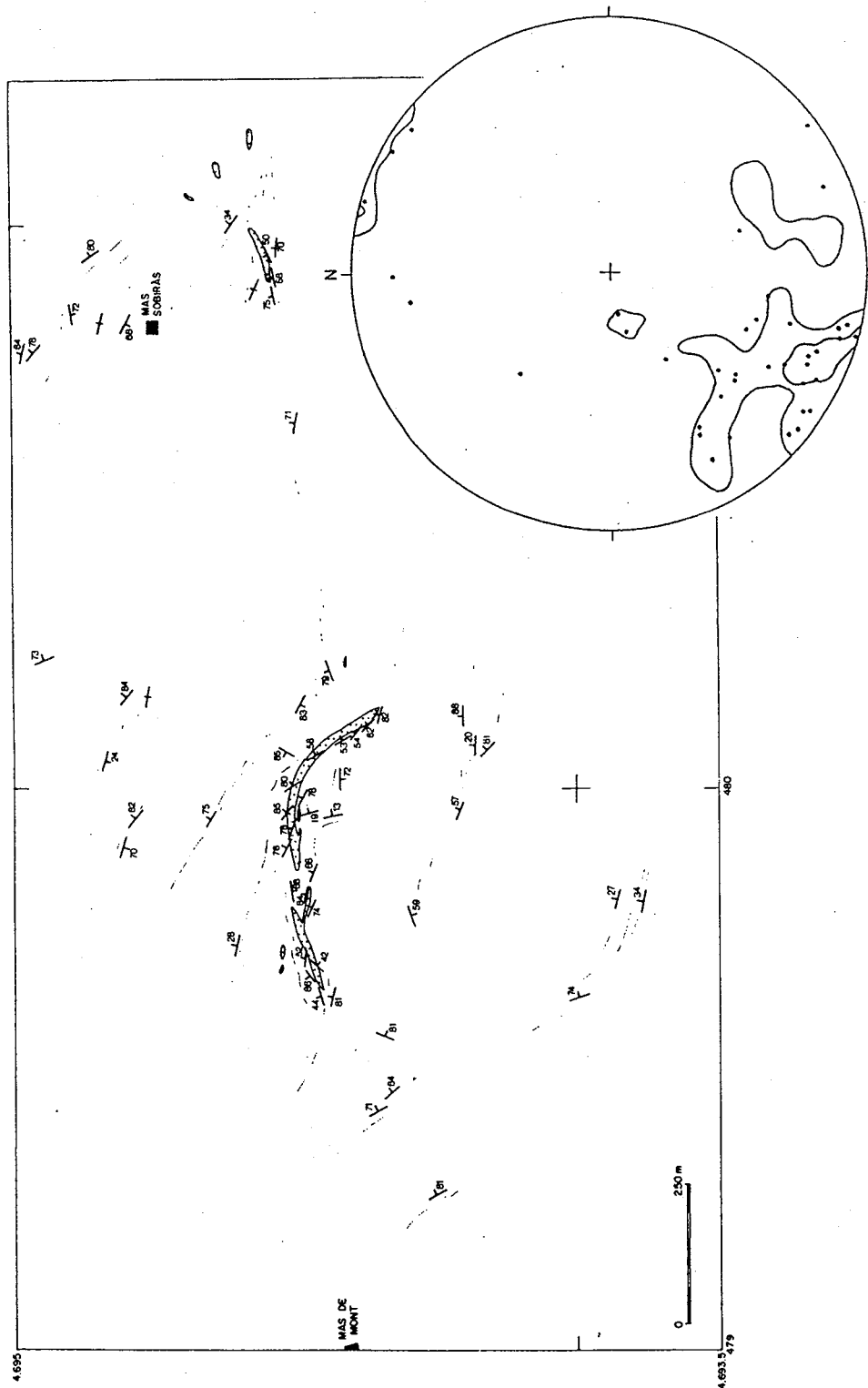
El filó de quars de Can Duran presenta una orientació NE - SW i un cabussament força verticalitzat. Està associat a fractures en la mateixa direcció i té un gruix plurimètric. Els materials detrítics garumnians es disposen discordantment al damunt d'aquest filó.



**Figura III.37.** Esterograma de la foliació milonítica del sector septentrional del batòlit de La Jonquera.  $n = 107$ . 2, 5.5, 9.5%.



**Figura III.38.** Estereogrames de la foliació milonítica i de fractura del sector meridional del batòlit de La Jonquera. a: foliació milonítica.  $n = 51$ . 4, 8%. b: foliació de fractura.  $n = 81$ . 1, 2.5, 5, 7.5%.



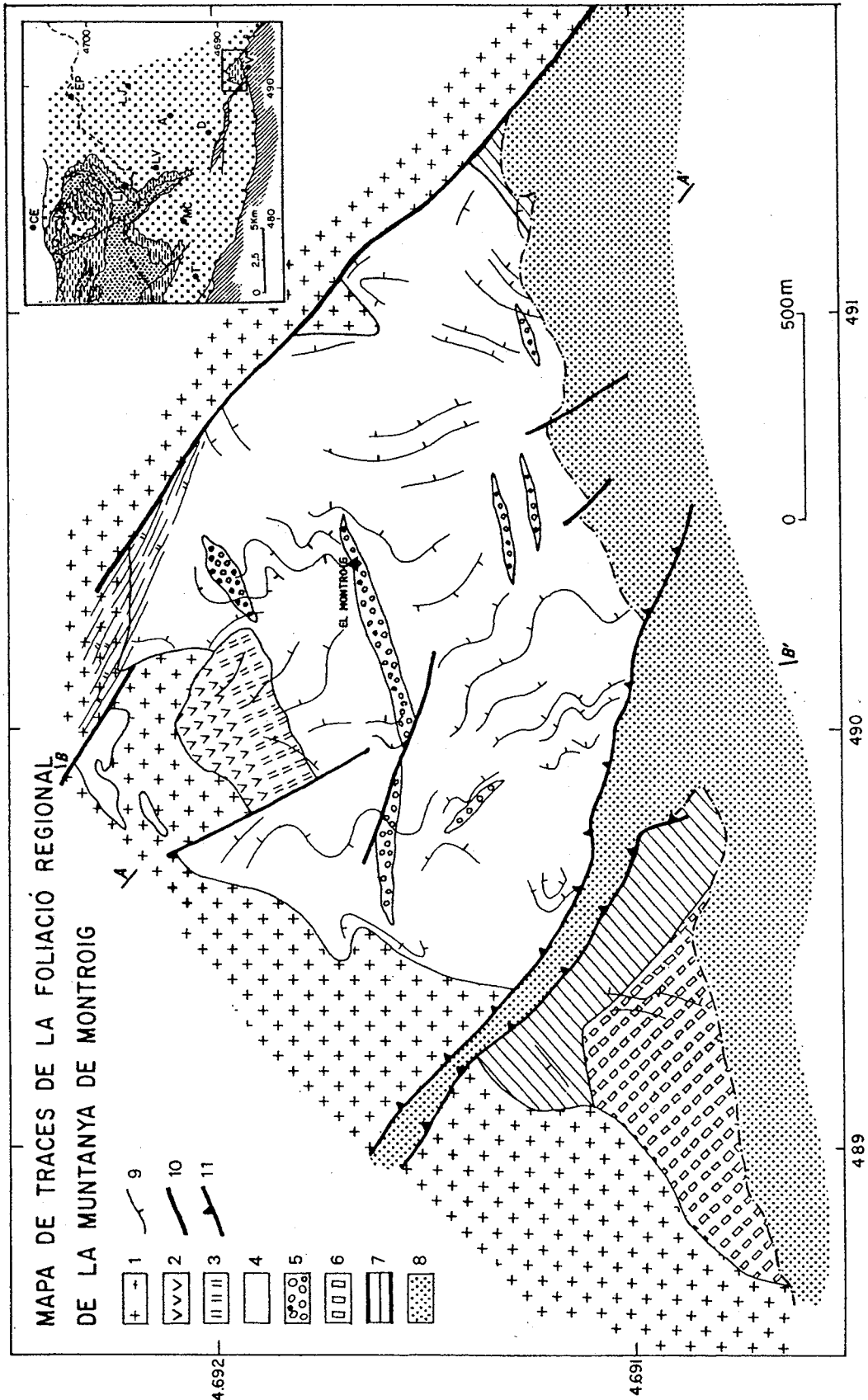
**Figura III.39.** Esquema del filó de quars i estereogrames de la foliació milonítica del Puig de Calabuig. La localització és a la figura III.45.  $n = 58$ . 3.5, 8.5%.

### III.4. MUNTANYA DEL MONTROIG

En els materials ordovicians superiors i silurians de la Muntanya del Montroig s'observen els plans d'estratificació i la foliació regional. L'angle que formen ambdues superfícies és elevat. Les superfícies d'estratificació es disposen en direcció E - W, subverticalment o capgirades, amb un fort cabussament cap al N. Els plans de foliació tenen una direcció variable, amb un predomini N - S i un cabussament feble (figs. III.40 i 41). En alguns punts han estat observats plecs sinfoliars; les observacions, però, han estat aïllades i no s'ha pogut deduir-ne la vergència. En el mapa de traces de la foliació regional s'endevinen dos sistemes de plecs tardans, uns de direcció NNE - SSW i uns altres de direcció E -

W. Els primers podrien ser responsables de les direccions amb component nord important de la foliació. Aquests dos sistemes podrien ser els equivalents dels observats en el massís del Roc de Frausa. En l'estereograma (fig. III.42) la foliació regional presenta una disposició complexa, producte de la superposició dels dos sistemes de plecs.

Les foliacions milonítiques i les fractures més importants presenten direccions NE - SW (fig. III.43). El pleozoic del Montroig és limitat al NE per una fractura en aquesta direcció i al NW per l'encavalcament de Darnius, també de direcció NE - SW.



**Figura III.40.** Mapa de traces de la foliació regional de la muntanya del Montroig. 1: granitoides, 2: andesites, 3: roques volcanoclàstiques, 4: materials detrítics fins de l'Ordovicià superior, 5: conglomerats, 6: roques volcàniques indiferenciades, 7: Silurià, 8: Garumnià, 9: traces de la foliació regional, 10: falles i foliació milonítica associada, 11: encavalcaments.

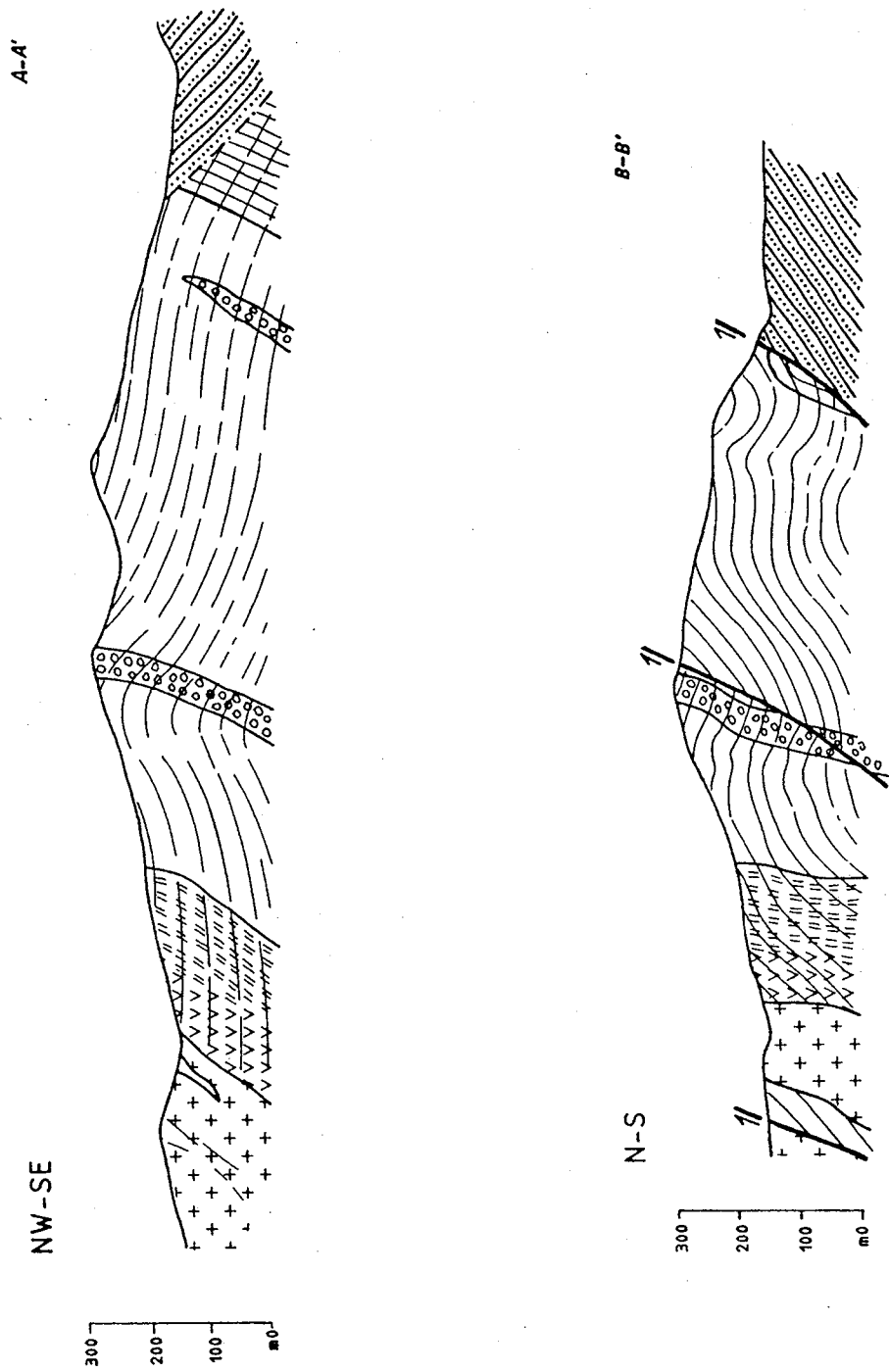
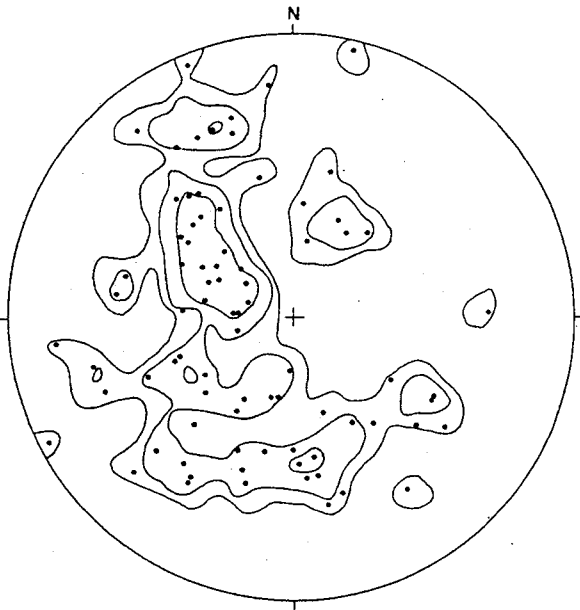
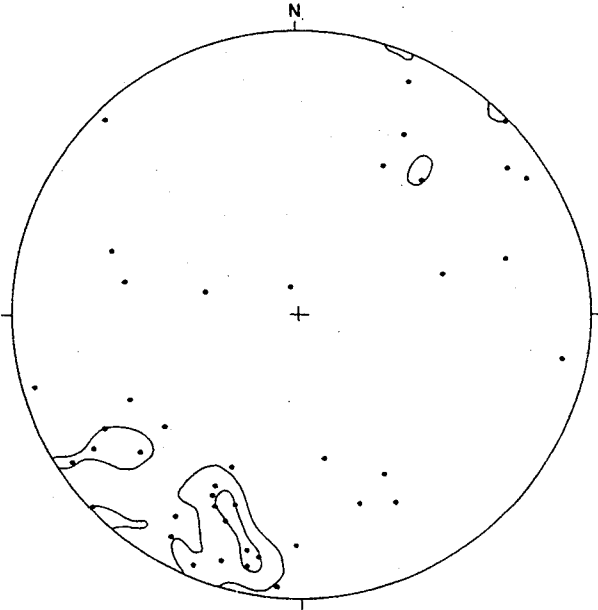


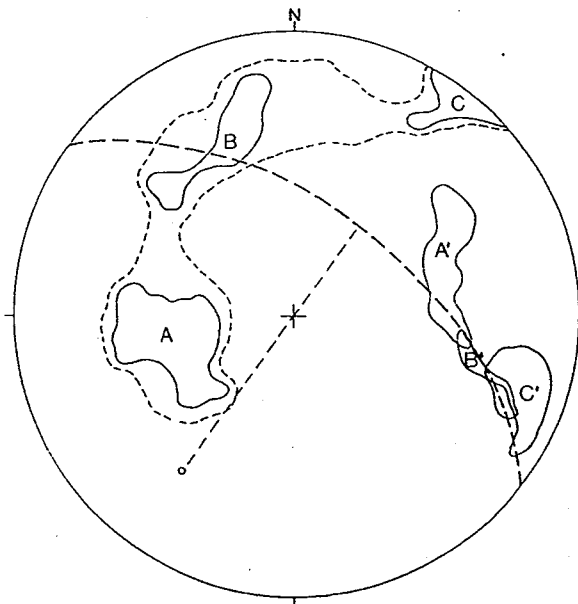
Figura III.41. Talls geològics a través de la muntanya del Montroig. Llegenda i localització és a la figura III.40



**Figura III.42.** *Esterogrames de la foliació regional de la muntanya del Montroig. n = 79. 1, 2.5, 5%.*



**Figura III.43.** *Foliació milonítica en la muntanya del Montroig. n = 38. 5, 10%.*



**Figura III.44.** *Esterograma sintètic de les relacions entre la disposició de la foliació regional i dels eixos de plects de la segona fase tardana. A: Situació dels màxims de la foliació regional de les unitats de Salines, La Vajol i Les Illes. B: Màxims de la foliació regional de les unitats de Fusimanya, Salines i Les Illes. C: Màxim de la foliació regional d'El Puig. A', B' i C': Màxims dels eixos de plects de la segona fase tardana corresponents a les unitats anteriors.*



### III.5. CONCLUSIONS

L'anàlisi de les principals estructures en la zona estudiada permet treure una sèrie de conclusions i proposar una interpretació de la tectònica de plegament tardà de la foliació regional. Aquesta interpretació s'ha obtingut fonamentalment a partir d'una sèrie d'evidències geomètriques i cartogràfiques extretes de l'anàlisi de les estructures del Massís del Roc de Frausa i dels granitoides circumdants.

- Les estructures més evidents són plecs, amb els eixos orientats E - W a NW - SE. Aquestes constitueixen la segona fase tardana. Els seus plans axials són relativament constants al llarg de la zona estudiada, independentment de la posició de la unitat i de l'orientació de la foliació regional.

La direcció i cabussament dels eixos de la segona fase tardana varia segons l'orientació de la foliació regional. On la foliació regional presenta direcció N - S a NE - SW (unitats de La Vajol, Les Illes, Fusimanya), els eixos tenen una direcció E - W a ENE - WSW i un fort cabussament (40 - 50°). On la foliació regional es disposa E - W a NW - SE (El Puig), els eixos presenten una direcció NW - SE i un cabussament feble (fig. III.44). En la unitat de Les Salines, punt d'intersecció entre dues unitats amb orientacions de la foliació segons les dues direccions extremes descrites, els eixos dels plecs de la segona fase tardana es distribueixen al llarg del seu pla axial.

En altres paraules, la variació de l'orientació de la foliació regional és la responsable de la variació d'orientació dels eixos dels plecs tardans de segona fase, ja que el pla axial presenta, en totes les situacions, una orientació molt semblant. Convé insistir en que en un mateix aflorament no hi ha dispersió local dels eixos de plec, ni han estat observats plecs d'eix corbat.

En conclusió, el fet que la dispersió no sigui local sinó que estigui relacionada amb la megaestructura implica que existeix una fase de

plegament de la foliació regional prèvia a la segona fase tardana.

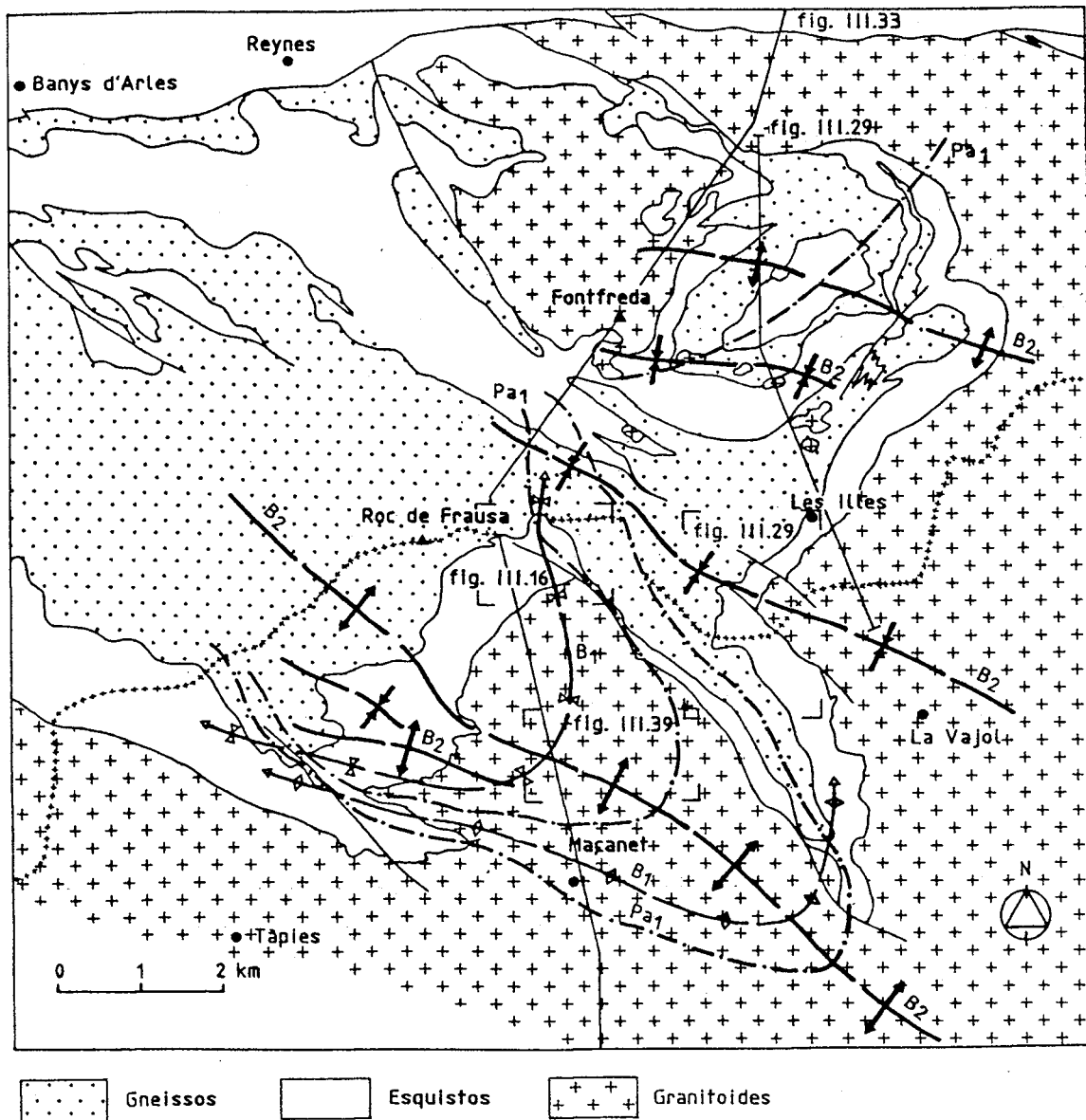
- Les deformacions milonítiques de direccions E - W a SE - NW són associades a la segona fase tardana i afecten els granitoides.

- La fase de deformació anterior als plecs de direcció NW - SE, anomenada primera fase tardana, s'observa en l'extrem NE de la zona estudiada. Aquesta fase presenta una direcció NE - SW i és en part responsable de l'aflorament de les unitats inferiors del massís (gneissos del Mas Blanc, metapelites del Mas Janer).

- El contacte entre els tres conjunts litològics granits - gneissos - metapelites és paral·lel al llarg de tot el massís. El contacte de les metapelites amb el granit marca exactament la mateixa geometria que el contacte metapelites - gneissos. Aquest paral·lelisme implica que la interferència de plecs afecta totes tres litologies.

- Les bandes milonítiques més importants de direcció NW - SE, no porten associats desplaçaments significatius. Per tant, no es pot compartimentar el massís segons aquestes estructures i considerar cada compartiment amb una estructura particular, no relacionada amb els altres. La disposició actual de les unitats ha d'ésser causada per una estructura de plegament tardà de la foliació regional.

S'ha intentat fer un model en tres dimensions per tal de veure si la geometria actual del massís es podia explicar en base a una estructura de plegament. La sobreposició de dos sistemes de plecs, el primer amb orientació NE - SW i el segon amb orientació NW - SE, amb vergència SE permet obtenir una figura d'interferència similar a la disposició cartogràfica actual del vessant sud del massís, sempre que els plecs de la primera fase vergeixin cap al SE (fig. III.45 i 46).



**Figura III.45.** Esquema estructural del Massís del Roc de Frausa on s'han representat les principals estructures tardanes observades o deduïdes a la zona estudiada. B1: eixos de plec de primera fase tardana. Pa1: traça dels plans axials de la primera fase tardana. B2: eixos de plects de la segona fase tardana. Situació dels tallis geològics i esquemes estructurals de detall inclosos en aquest capítol.

També permet explicar l'acabament de Les Illes i el dom de gneissos del Mas Blanc.

Aquest model d'interferència correspondria al tipus 1 - 2 de Ramsay (1967).

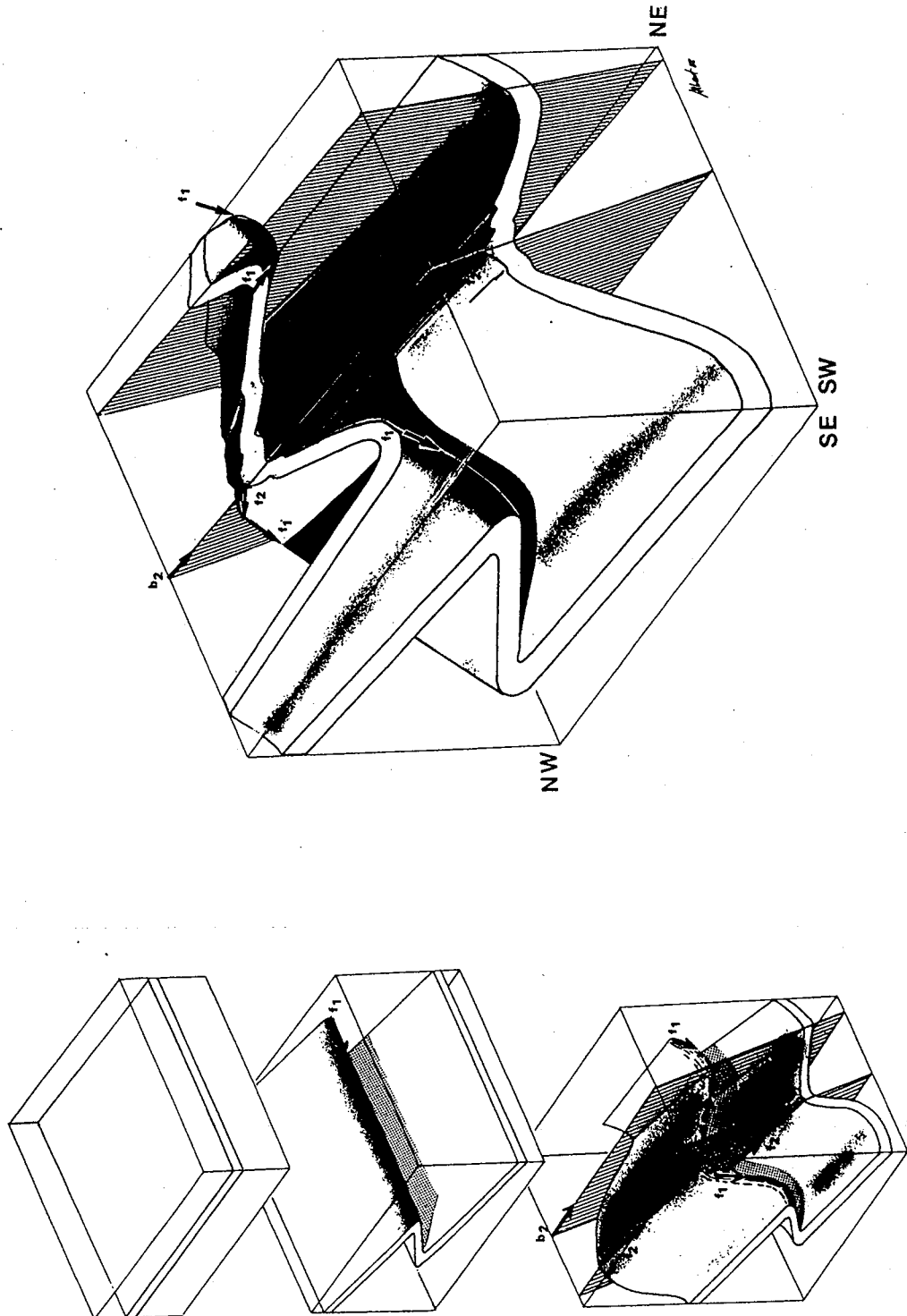
El comportament dels granits enfront de la deformació es traduiria en la formació de milonites en bandes localitzades, atès que per raons mecàniques el granit no tendeix a plegar-se. La direcció de les milonites i la localització de les zones més deformades coincideix amb zones més intensament plegades en les metapelites i en els gneissos. Més al sud la deformació seria progressivament més fràgil, i la deformació en el granit seria cataclàstica. És de destacar la direcció E - W de la zona deformada del granit, coincidint amb la traça suposada de l'estructura antiformal.

Les estructures sinesquistoses en el vessant sud del Massís del Roc de Frausa només són visibles al microscopi. La foliació regional és sempre paral·lela als contactes entre les diferents litologies. A la muntanya del Montroig l'estratificació forma un angle molt elevat amb la foliació regional. Aquesta relació entre les dues superfícies és comuna a l'Ordovicià superior del Pirineu oriental (Casas et al., 1988).

Quant a l'edat de les deformacions tardanes es pot dir que en el Massís del Canigó i en el Cap

de Creus, la fase de plegament de direcció 120 (fase tardana de Cap de Creus) ha estat interpretada com a fase hercínica tardana (Guitard, 1970, Carreras, 1973). En comparació amb aquestes interpretacions, la segona fase tardana i les milonites associades podrien correspondre a aquesta fase hercínica tardana. Així mateix, el filó de quars de Can Duran, de direcció NE - SW és tallat pels materials garumnians. Tot i que és l'únic punt on s'observa aquesta relació, es podria suggerir que la fase NE - SW és una fase hercínica.

D'altra banda, els materials mesozoics al N i al S de la zona estudiada (a Bac Grillera i als Banys d'Amèlia) descriuen una gran estructura anticlinal, de la qual el Massís el Roc de Frausa forma la part central. La coincidència de les direccions 120 de la segona fase tardana amb les principals estructures alpines (encavalcament i sinclinal de Darnius, fractura que limita el Montroig en el seu extrem oriental) suggeriria una possible edat alpina per a aquestes. Aquesta consideració planteja un problema al considerar les estructures de plegament associades a les foliacions milonítiques. Si es prenen com a vàlids els arguments esmentats prèviament, els plecs de la segona fase tardana serien igualment d'edat alpina. Aquest fet pot reconsiderar l'edat d'aquestes estructures i plantejar innumerables qüestions referents a l'edat de les estructures tardanes de plegament, descrites en altres àrees del sòcol hercinià del Pirineu.



**Figura III.46.** Blocs diagrames sintètics que mostren la evolució estructural proposada pel vessant sud del massís del Roc de Frausa.



### **Làmina III. Estructura**

**Fotos 1, 2 i 3.** *Plecs de la segona fase tardana associats a bandes milonítiques en els gneissos del Roc del Gorb. Diversos aspectes a escala d'aflorament.*

**Fotos 4 i 5.** *Plecs de crenulació pertanyents a la segona fase tardana en els esquistos i foliació de trasposició. Pista de Coll dels Pous al Pic de Fontfreda.*

**Foto 6.** *Cristalls de cordierita orientats segons una liniació de la segona fase tardana. Localitat: Mines de ferro, Maçanet de Cabrenys.*

**Foto 7.** *Filó de quars afectat per foliació milonítica i per deformacions de cisalla. Localitat: Filó de quars del Coll de Perilló.*

**Foto 8.** *Filó de quars foliat, a les vores i de color fosc i quars de segona generació, no deformat. Localitat: Filó de quars del Coll de Perilló.*

## **IV. Metamorfisme**





## IV.1. INTRODUCCIÓ

L'estudi del metamorfisme en aquest treball ha estat dividit en tres parts que corresponen a les tres fases metamòrfiques principals, definides a partir de l'anàlisi i interpretació d'un conjunt de característiques geològiques i petrològiques observades. Així, han estat distingides una fase de metamorfisme regional, una fase de metamorfisme de contacte i una fase retrometamòrfica respecte de les anteriors, cadascuna de les quals es tractarà per separat.

Les roques amb metamorfisme regional presenten una esquistositat lligada al procés deformatiu hercinià, la qual els confereix una microestructura anisòtropa. La intensitat del metamorfisme regional augmenta progressivament cap als nivells més inferiors de la sèrie paleozoica. D'aquesta manera, en les muntanyes del Montroig, on afloren materials del Silurià i de l'Ordovicià Superior, el metamorfisme regional és molt lleu, i és més elevat en els metasediments cambro-ordovicians i gneissos del Massís del Roc de Frausa. La màxima intensitat s'assoleix en part dels gneissos i esquistos, en els quals s'arriba a la isograda de la sillimanita, amb la presència de l'associació cordierita + feldspat potàssic.

El metamorfisme de contacte se sobreposa al regional en els materials cambro-ordovicians i en resulta una roca de caràcter corneànic amb microestructura isòtropa. La intensitat i associacions mineralògiques del metamorfisme de contacte són similars a les del regional, raó per la qual, els criteris microestructurals són sovint els únics que permeten deduir el tipus de procés predominant. En els materials ordovicians superiors i silurians de les muntanyes del Montroig, amb lleus efectes del metamorfisme regional, les roques presenten textures típiques del metamorfisme de contacte. La màxima intensitat se situa en la zona de l'andalusita - cordierita.

La fase retrometamòrfica se sobreposa a les dues fases metamòrfiques principals i retrograda

les paragènesis anteriorment formades. Aquesta fase dinàmica és local i s'associa a les estructures de plegament tardanes, especialment a la deformació milonítica, amb estructures fortament foliades i cristallització limitada. Aquesta fase afecta els granitoides hercínians de la part nord, a més dels gneissos i metasediments cambro-ordovicians.

Aquest capítol s'ha estructurat atenent al tipus de procés metamòrfic predominant: metamorfisme regional, metamorfisme de contacte i milonitització. Donada la diferent situació geogràfica i edat dels materials afectats han estat considerats separadament els metasediments més antics del massís del Roc de Frausa i els més moderns de les muntanyes del Montroig, desglossats en les diferents litologies presents en cada sector. L'estudi de detall de cada litologia s'ha dividit en una descripció general de la mineralogia i microestructura de les roques, seguida d'una anàlisi petrogràfica i microestructural i d'un estudi de les relacions d'equilibri entre els minerals existents en la roca.

L'anàlisi petrogràfica s'ha realitzat mitjançant una descripció de la textura particular de cada mineral en els dos aspectes: intragranular i intergranular. Quan un mineral es presenta en més d'una generació o posició estructural, s'han descrit els caràcters inter o intragranulars diferents per a cada posició. Així mateix, s'han descrit les relacions temporals relatives dels minerals en cada una de les posicions que ocupen i els uns respecte dels altres en base als criteris microestructurals de reconeixement d'equilibri. Han estat utilitzats com a diagnòstics els criteris químics i microestructurals de Voll, 1960, 1961; Stanton, 1964; Kretz, 1966; Spry, 1969; Vernon, 1968, 1975, 1976, 1977 i Winkler, 1974. Aquest aspecte s'ha complementat amb els criteris de reconeixement textural de paragènesis minerals

incompatibles (Zwart, 1962; Kwak, 1974 i Vernon, 1972, 1976, 1977). Finalment, s'apunten les relacions temporals relatives entre la cristallització d'un mineral i les evidències de deformació en aqueix cristall.

L'anàlisi microestructural, amb un estudi de les relacions entre les cristallitzacions i la deformació s'ha basat en els criteris d'"ordre de cristallització" de Vernon, 1977 i els de cristalls pre-, sin- i postcinemàtics respecte d'un esdeveniment deformatiu de Spry, 1969 i Bard, 1979. Els criteris de Zwart, 1960; 1962 i 1963 han estat utilitzats quant a la relació dels porfiroblastos amb la matriu i els de Tracy, 1982, quant a la significació de les inclusions.

Les relacions microestructurals dels minerals, juntament amb les composicions químiques de les fases analitzades han estat utilitzats per tractar l'equilibri mineral entre les fases i deduir-ne la petrogenèsi. Aquest estudis es basen en una sèrie de principis:

a) Regla mineralògica de les fases (Goldschmidt, 1911). Les paragènesis que estan en equilibri compleixen la regla de les fases. Per utilitzar-la s'han considerat exclusivament els *components determinants* (De Bethune, 1982) per a cada sistema i s'han descartat aquells *components inicials* (Korzhinskii, 1959) que no desenvolupen un paper conclouent.

b) El metamorfisme es considera isoquímic. Es considera que el sistema químic és tancat per a tots els components, tot i que H<sub>2</sub>O i CO<sub>2</sub> poden ser "controlats des de l'exterior" (J. B. Thompson, 1957) i el sistema ésser obert per a aquests components.

c) Absència d'associacions minerals considerades experimentalment com a incompatibles per a unes condicions determinades (Zen, 1963).

El subsistema considerat per verificar que s'ha assolit l'equilibri és la làmina prima. És doncs evident, que aquest no és un veritable equilibri termodinàmic sinó un equilibri químic local, *equilibri en mosaic* (Korzhinskii, 1957, Thompson, 1959) a escala dels grans minerals. Aquesta assumpció, tot i no ser definitiva, permet suposar que si existeix equilibri en els diversos subsistemes considerats, la totalitat del sistema estarà en equilibri termodinàmic.

En darrer lloc, cal fer esment de dos aspectes metodològics. Les simbologies emprades per a l'abreviació dels noms dels minerals segueixen les normes de Kretz (1966). Els termes procés metamòrfic, episodi metamòrfic i fase metamòrfica han estat utilitzats en el sentit donat per Kleinschmidt et al (1976):

*Procés metamòrfic*: període d'activitat metamòrfica sense referència al temps ni a cap esdeveniment tectònic.

*Episodi metamòrfic*: procés metamòrfic, generalment format per més d'una fase, lligat a un cicle geodinàmic determinat. S'anomena *monometamòrfic* si implica només un episodi i *polimetamòrfic* si n'implica més d'un.

*Fase metamòrfica*: estadi en el desenvolupament d'un episodi metamòrfic donat. Un episodi metamòrfic és *polifàsic* quan comprèn més d'una fase.

## IV.2. METAMORFISME REGIONAL

El metamorfisme regional hercinià afecta tots els materials paleozoics de la zona estudiada. La seva intensitat varia en funció de la posició en la sèrie paleozoica dels materials afectats. El seu efecte és molt marcat en els materials més antics del Cambro-Ordovicià del Massís del Roc de Frausa i molt lleu a inexistent en els sediments or-

dovicians superiors i silurians de la muntanya del Montroig. Per aquesta raó aquest capítol se centrarà preferentment en la incidència del procés regional en els materials del Cambro-Ordovicià. Al final del capítol es farà un breu comentari sobre els efectes del metamorfisme regional al Montroig.

### MASSÍS DEL ROC DE FRAUSA

El metamorfisme regional hercinià afecta els granitoides intrusius pre-hercinians i els materials cambro-ordovicians del massís del Roc de Frausa. La seva intensitat és força elevada i similar arreu de l'àrea estudiada: en part dels gneissos i esquistos s'arriba a la isograda de la sillimanita, amb la presència de la paragènesi cordierita + feldspat potàssic i, en algun punt, es produeix una migmatització incipient amb remobilització dels minerals quarsfeldspàtics. La resta de la superfície cartografiada es troba dintre de la zona de l'andalusita, amb andalusita, biotita i cordierita com a minerals més importants.

L'alternança pelítico - psamítica constitueix el tipus litològic més abundant de la sèrie cambro-ordovicià. Entre aquests materials s'intercalen nivells relativament discontinus i de gruix variable de marbres, amfibolites, quarsites, roques calcosilicatades i esquistos quarsfeldspàtics. Les

metapelites constitueixen el tipus de roca més adient per deduir l'evolució metamòrfica de la zona a causa del seu predomini i de la varietat d'associacions mineralògiques que presenten per a les diferents condicions de pressió i temperatura. Les altres litologies s'han utilitzat exclusivament per establir les paragènesis del darrer estadi metamòrfic i per confirmar els resultats obtinguts per a les metapelites, ja que per la seva escassetesa no reflecteixen tan clarament com aquelles la trajectòria seguida pel metamorfisme.

No ha estat possible establir una zoneografia completa ja que la intrusió del batòlit de La Jonquera, paral·lela al contacte gneissos-esquistos, ha determinat l'estreta franja de materials cambro-ordovicians i la superposició en l'espai d'isogrades dels dos tipus de metamorfisme.

## A. ROQUES PELÍTIQUES

### IV.2.1. ZONACIÓ MINERALÒGICA

Les roques pelítiques de la sèrie cambro-oroviciàna del massís del Roc de Frausa estan constituïdes en la totalitat de la zona cartografiada per esquistos amb abundant biotita, plagiòclasi, quars i quantitats subordinades de moscovita. Mineralògicament es caracteritzen per l'existència de porfiroblastos d'andalusita i cordierita en les roques de grau relativament més baix i per l'aparició, en el grau metamòrfic més elevat, de la sil.limanita i de l'associació cordierita + feldspat potàssic.

La presència de l'andalusita i de la sil.limanita s'ha utilitzat per delimitar dues zones mineralògiques: zona de l'andalusita i zona de la sil.limanita, amb paragènesis diferents però amb evolució mineralògica comuna.

Microestructuralment es caracteritzen per presentar una esquistositat ben desenvolupada amb orientació mimètica dels minerals fil.litosos respecte d'ella. Aquesta esquistositat té caràcter regional (S2) i és pla axial d'uns plectes que afecten una esquistositat anterior (S1), només observable localment. Així mateix, existeix una deformació sobreimposada (D4) que plega la foliació regional i genera la retrogradació de les paragènesis.

#### Zona de l'andalusita

La zona de l'andalusita es localitza al sud de la zona de la sil.limanita, en una franja de 1,5 Km de gruix com a màxim (mapa 2). Aquesta franja és ben definible en les unitats d'El Puig i de Fusimanya, donat que són més amples. En la unitat de La Vajol no ha estat observada la zona de l'andalusita, ja que la franja d'esquistos és

força estreta (pràcticament tota ella és inferior al quilòmetre). La superposició del metamorfisme de contacte en esquistos de la zona de la sil.limanita no ha permès observar una zona de l'andalusita pertanyent al metamorfisme regional.

#### Mineralogia i associacions minerals

Les paragènesis típiques d'aquesta zona són:

- moscovita - biotita
- andalusita - biotita
- andalusita - cordierita - biotita
- andalusita - plagiòclasi
- andalusita - moscovita

El quars sempre hi és present. Com a accessoris s'hi troben minerals opacs (sovint ilmenita), zircó i turmalina; més rarament hi ha apatita i rútil. Són freqüents els efectes de retrocessió, principalment de biotita a clorita i a rútil sagenític, de cordierita a pinnita, d'andalusita a sericita i, menys sovint, de plagiòclasi a sericita +/- clinozoïsit, d'ilmenita a leucoxè i, ocasionalment, de biotita o altres minerals ferrosos a pirita, com a fase oxidada.

#### Microestructura

Presenten microestructura anisòtropa heteroblàstica, donada per la presència de porfiroblastos d'andalusita i/o cordierita de mida mil·limètrica a centimètrica en una matriu pelítico-psamítica de mida de gra de l'ordre de 0,5 mm. La microestructura de la matriu és granoblàstica elongada per als nivells psamítics (quars i plagiòclasi) i esquistosa per als nivells pelítics. Aquests darrers estan constituïts bàsicament per biotita i en menor proporció moscovita, orientades amb les cares (001) paral·leles a l'esquistositat principal (S2) que defineixen. L'alternança pelítico-psamítica és molt prima, d'un

mil·límetre de gruix aproximadament, i sovintegen les superfícies d'interfase biotita/quars i biotita/plagiòclasi amb angles rectes. Les vores de gra entre biotites solen ser subparal·leles a les cares (001) i les vores pròpies i d'interfase entre quars i plagiòclasi són rectes a lleugerament lobulades, amb abundants punts triples. Tots tres tipus de vora de gra de la matriu indiquen un grau elevat d'estabilitat i, per tant, es poden considerar vores d'equilibri en la majoria dels casos (Vernon, 1968, 1976).

L'andalusita i la cordierita formen porfiroblastos, sovint poiquiloblàstics, que inclouen petits cristalls elongats de biotita i opacs (il·menita) orientats paral·lelament a l'esquistositat. Al voltant de les andalusites s'observa un aixafament (DIII) amb biotita, moscovita, quars i plagiòclasi cristal·litzats en la zona d'ombra de pressió.

### Subzona de l'andalusita -moscovita, sil·limanita -moscovita

#### Mineralogia i associacions minerals

Aquesta subzona no ha estat cartografiada perquè presenta un desenvolupament puntual. S'individualitza per la presència de les associacions de dues fases en equilibri:

- moscovita - andalusita
- moscovita - sil·limanita
- moscovita - quars

Es diferencia de les zones anterior i posterior perquè, en aquesta subzona, la presència de l'associació de tres fases moscovita - aluminosilicat - quars és considerada com a desequilibri (vegeu apartat IV.2.4.). Aquesta subzona està representada per un desenvolupament notable de la moscovita, en roques a cavall entre la zona de l'andalusita i la de la sil·limanita. Aquest desenvolupament de la moscovita confereix a les roques unes característiques peculiars que permeten distingir-les dels esquistos de les altres zones.

#### Microestructura

Microestructuralment mostren característiques mixtes entre els esquistos de la zona de l'andalusita i els de la zona de la sil·limanita. El tret fonamental és l'augment de mida de gra dels fil·losilicats representat, en la moscovita, per un pseudomorfisme d'andalusita i/o sil·limanita, o bé per grans cristalls en la matriu (vegeu moscovita a IV.2.2.). En la biotita es tradueix per una elevada recristal·lització, típica de les roques de grau més elevat de la zona estudiada que queda reflectida en un canvi de color de marró fort cap a marró vermellós. En ambdós casos estan desorientats respecte de l'esquistositat i solen estar afectats per una deformació postcristal·lina paral·lela a aquesta (DIII).

#### Zona de la sil·limanita

La zona de la sil·limanita ocupa una àrea geogràfica més àmplia que la zona de l'andalusita. Es troba en els esquistos que envolten els gneissos, tot i que el gruix de la zona pot variar. En la unitat de Fusimanya el seu gruix és d'uns 500 metres aproximadament; en la unitat d'El Puig i en la unitat de La Vajol és superior, i arriba fins a un quilòmetre i escaig. Cal observar que en aquesta darrera unitat no s'han inclòs els esquistos estructuralment inferiors als gneissos, malgrat que diverses mostres presenten sil·limanita. Probablement aquesta àrea formaria part inicialment de la zona de la sil·limanita, però la intensa retrogradació de les paragènesis dels esquistos a causa de les deformacions posteriors no permet d'enquadrar-los amb plena seguretat dintre d'aquesta zona. Per aquesta raó es representa al mapa com a zona fortament retrogradada i, quan es conserven, s'inclouen les paragènesis amb els minerals de més alt grau.

Dintre d'aquesta zona s'agrupen totes les associacions que contenen sil·limanita, excepte l'associació sil·limanita - moscovita. La presència de sil·limanita és molt limitada en les roques de grau més baix, sempre dintre d'aquesta zona i sol

coexistir amb andalusita; aquesta andalusita no obstant, es considera metaestable i, sovint, està envoltada per petits cristalls de sillimanita a les vores (foto 1, làm. IV.2). En les àrees de grau més elevat l'andalusita escasseja o és absent i, contràriament, s'observa un increment notable de l'associació sillimanita + feldspat potàssic juntament amb una disminució o desaparició total de la moscovita i, en alguns casos, un augment del contingut de cordierita associada a feldspat potàssic. La difusió d'aquesta darrera paragènesi és molt incipient en el metamorfisme regional de la zona estudiada, però és deduïble a partir de l'estudi de l'equilibri mineral de les fases (apartat IV.2.4.).

#### Mineralogia i associacions minerals

Les associacions minerals de la zona de la sillimanita són:

- andalusita - moscovita
- andalusita - biotita
- sillimanita (fibrolita) - andalusita
- sillimanita - plagiòclasi
- sillimanita - cordierita
- sillimanita - feldspat potàssic
- sillimanita - feldspat potàssic - moscovita
- sillimanita (fibrolita) - cordierita - biotita
- biotita - feldspat potàssic
- biotita - plagiòclasi
- biotita - moscovita
- feldspat potàssic - plagiòclasi
- feldspat potàssic - moscovita
- cordierita - feldspat potàssic

\* L'andalusita es considera metaestable.

#### Microestructura

La microestructura de les roques de la zona de la sillimanita és força similar a la de les de la zona de l'andalusita. Les principals diferències rau en les transformacions mineralògiques

sofertes en aquesta zona i en la diacronia entre la cristallització dels nous minerals i les fases principals d'esquistositat. Aquests fets condicionen variacions en la textura de la roca i diferent relació cristallització - deformació.

La textura d'aquestes roques és esquistosa heteroblàstica, amb la presència de porfiroblastos d'andalusita i/o cordierita, ocasionalment de mida centimètrica. La matriu dels nivells pelítics està composta per biotita, sillimanita i cordierita amb quantitats subordinades de moscovita i orientades mimèticament paral·lelament a l'esquistositat. Les sillimanites fibrolítics solen formar "ventalls" desorientats dintre dels nivells pelítics (foto 3, làm. IV1). Rarament s'observen seccions basals de sillimanita.

Els nivells psamítics estan composts per quars, plagiòclasi, feldspat potàssic i alguna cordierita amb microestructura granoblàstica elongada. Les vores de gra són irregulars, sobretot les del feldspat potàssic i plagiòclasi neofomats. Les cordierites solen tenir formes arrodonides una mica elongades i no estan mai maclades. El gruix de l'alternança pelíctic - psamítica és comparable al de la zona de l'andalusita, de 1 a 2 mm. La desorientació relativa dels cristalls i les vores rectes dels fil·losilicats, subparal·leles a les cares (001) i els "ventalls" de sillimanita cristallitzats al damunt de quars o biotita semblen indicar cristallització estàtica dels minerals d'aquesta zona. En general, aquestes característiques denoten condicions d'equilibri de les paragènesis observades. En els casos que s'observen minerals amb vores desestabilitzades s'interpreta que hi ha una reacció que s'està duent a terme i, per tant, hi ha equilibri local entre els reactants i els productes de la reacció en curs. Aquest és el cas de moscovita en contacte amb sillimanita i feldspat potàssic entre els quals progressa una reacció contínua (apartat IV.2.4.).

## IV.2.2. ANÀLISI PETROGRÀFICA

L'estudi microscòpic detallat de la mineralogia ha estat desglossat en una descripció de les diverses generacions i posicions estructurals dels minerals més significatius. Aquest estudi ha estat utilitzat com a base per reconstruir la seqüència d'esdeveniments cristallització - deformació de les roques afectades pel metamorfisme regional (apartat IV.2.3). Les diverses fases de cristallització i deformació estan esquematitzades a la figura 1 i taula 1 i s'expressen en el text per Cr i D respectivament, seguides del número corresponent a la fase. Així mateix, les abreviacions dels minerals (Bi1, Bi2, Bi1, etc) es refereixen a l'ordre seguit en la descripció de cada mineral, per tant els mateixos subíndexs en diferents minerals no tenen perquè correspondre a una mateixa fase de cristallització.

### Biotita

La biotita es presenta en cinc posicions estructurals diferents:

- a) orientada mimèticament paral·lelament als plans d'esquistositat regional, (Bi2).
- b) orientada mimèticament segons una esquistositat plegada (S1) anterior a la regional (S2), (Bi1).
- c) inclosa en altres cristalls, (Bi1).
- d) desorientada, en plaques tallades per l'esquistositat regional, (Bi3).
- e) en zones d'ombra de pressió (Bi4).

Les biotites amb els plans (001) amb orientació mimètica paral·lela o subparal·lela als plans d'esquistositat regional (Bi2) són les més abundants atès que la defineixen. L'orientació dels cristalls és força acusada en les roques de grau

més baix i menor en les de grau més alt (sobretot en la zona de la sil·limanita). Les biotites cristallitzen en primers nivells de mida inferior al mil·límetre, que alternen amb altres de composició quarsofeldspàtica, paral·lelament a l'esquistositat regional. La mida de gra oscil·la al voltant de 0.66mm de llarg i 0.1mm de gruix. Això no obstant, és patent una disminució notable de la mida de gra en les biotites situades en els nivells rics en quars i plagiòclasi, així com un lleuger increment en funció del grau metamòrfic creixent. És notori també el canvi de color dels cristalls en funció del grau metamòrfic, ja que en les mostres amb paragènesis biotita + quars + plagiòclasi, o bé en les biotites coexistents amb andalusita incipient, el color és marró fort amb poques inclusions d'ilmenita. Per contra, les de la zona de l'andalusita avançada i les de la zona de la sil·limanita presenten un color marró vermellós amb abundants inclusions d'ilmenita paral·leles a les línies d'exfoliació dels cristalls. Altres inclusions molt freqüents en biotites són les de zircó, que mostren halos pleocroics ben marcats que, ocasionalment, poden tenir una mida de gra de fins a 0.1mm.

En algunes seccions és possible observar cristalls de biotita amb cristallització en arc poligonal (Bi1) que mimetitzen una foliació plegada (S1) anterior a la regional (S2), la qual és pla axial dels plecs de S1. La foliació S1 no és visible al camp i només ho és en unes quantes seccions primes, ja que pràcticament sempre està obliterada per la segona foliació, molt més intensa i amb una recristallització metamòrfica més acusada. Aquestes biotites tenen un hàbit elongat i són seccions (001) molt estretes.

La biotita pot ésser englobada per altres minerals de la paragènesi (Bi1). D'aquests, els més importants són l'andalusita i la cordierita, però també se'n troben d'incloses en cristalls de quars i plagiòclasi. Les biotites englobades en andalusita i cordierita són fortament elongades (0.15 x 0.04mm aprox.) segons plans d'índex baix dels cristalls i tenen les vores arrodonides. Les inclusions de biotita i d'ilmenita en andalusita són

helicítics i acostumen a estar orientades paral·lelament a l'esquistositat regional o, a vegades, formant un angle amb aquesta de fins 30° (foto 3, lám. IV1). La mida de gra més petita i l'orientació preferent dels cristalls indiquen llur cristal·lització sincrònica amb la formació de l'esquistositat. Les biotites englobades en cordierites no solen presentar una orientació tan acusada com les de les andalusites.

Les biotites amb microestructura decusada (Bi3) es caracteritzen per ser tabulars amb exfoliació marcada, de mides relativament equidimensionals i superiors a les biotites paral·leles a l'esquistositat. Exhibeixen dues vores pròpies o d'interfase racionals i dues vores no coherents, sovint tallades i deformades per moviments paral·lels a l'esquistositat regional de l'estil *kink-band* (foto 4, lám. IV1). Són coetànes de les moscovites (Ms3), de característiques similars, i estan molt ben desenvolupades en la subzona de la moscovita - andalusita i en la zona de la sillimanita.

La biotita que cristal·litza en zones d'ombra de pressió (Bi4) presenta formes tabulars, desorientades respecte de l'esquistositat i respecte del porfiroblaste que les protegeix. Tenen mides de gra similars o lleugerament superiors a les de les biotites que defineixen la foliació regional. Comparteixen aquesta situació amb quars, plagiòclasi, moscovita i, en algun cas, turmalina, amb els quals es troba en contacte. La matriu que envolta el blaste i la zona d'ombra de pressió sol estar lleugerament corbada i aixafada, fet que denota la presència d'un cos rígid anterior a la deformació de la matriu.

L'alteració de la biotita genera clorita (penina), òxids de ferro i rútil en forma d'agulles de sazenita. Els òxids de ferro també poden trobar-se remobilitzats en fractures paral·leles a l'esquistositat, dintre dels nivells biotítics o bé tallant-la, en aquest cas, juntament amb clorita. Aquestes alteracions poden ser incipients o retrogradar totalment el cristall.

## Moscovita

Tot i que no és tan abundant com la biotita, es presenta en diferents generacions cristal·litzades en diverses situacions estructurals:

a) orientada mimèticament paral·lela a l'esquistositat regional (Ms2).

b) cristal·litzada en arc poligonal mimetitzant la primera foliació S1 (Ms1).

c) englobada en altres cristalls (Ms1).

d) desorientada, tallada per l'esquistositat regional (Ms3).

e) pseudomorfa d'andalusita i sillimanita (Ms4).

f) en ombra de pressió (Ms5).

La moscovita amb orientació mimètica paral·lela a l'esquistositat regional (Ms2) té un hàbit marcadament anisòtrop (0.4 x 0.1mm) amb les cares (001) tendents a paral·lelitzar-se amb l'esquistositat. Quasi bé sempre es troba associada a biotites, ja sigui mitjançant vores d'interfase racionals bilaterals, o bé intercrecudes, formant part d'un mateix cristall. En alguns casos, principalment en aquelles mostres en què hi ha moscovita tardana (cristal·litzada en la fase de retrometamorfisme estàtic Ms6) és difícil saber si són prògrades o retrògrades.

En alguna secció ha estat observada moscovita cristal·litzada en arc poligonal (Ms1) mimetitzant la foliació S1 i evidenciant una cristal·lització anterior. Són seccions molt elongades i estretes, amb dues vores racionals (seccions (001)). La mida de gra d'aquests cristalls és lleugerament inferior a la dels regionals i el seu significat és equivalent al de les biotites que ocupen aquesta mateixa posició.



La moscovita, com la biotita, pot trobar-se inclosa en altres cristalls (Ms<sub>1</sub>). D'entre els incloents destaca la cordierita, amb les moscovites del seu interior orientades i exageradament elongades. Les moscovites incloses són difícils de distingir de les tardanes en mostres alterades, ja que solen recristal·litzar pseudomòrficament substituint les originals. Contràriament, les andalusites no solen incloure aquestes moscovites.

Un altre tipus de moscovita, més ben desenvolupat, és format per plaques de dimensions superiors a les fins ara descrites, cristal·litzades en condicions estàtiques (Ms<sub>3</sub>). Tal com les biotites (Bi<sub>3</sub>) són lamel·les desorientades, grosses, de l'ordre d'un mil·límetre i força equidimensionals, amb dues vores de gra racionals i dues no coherents. Criden l'atenció les moscovites i biotites afectades per un escurcament paral·lel als plans d'exfoliació i d'esquistositat que genera deformacions de l'estil *kink-band* en aquests minerals (foto 4, làm. IV1).

La moscovita en plaques grans, fins a 2 mm, xenoblàstica i desorientada, que pseudomorfitza andalusita i sillimanita (Ms<sub>4</sub>), caracteritza les subzones moscovita - andalusita i moscovita - sillimanita. Les andalusites i les sillimanites tendeixen a ser blindades i reemplaçades completament per moscovita (foto 5, làm. IV1), (apartat IV.2.4.). Aquestes moscovites estan majoritàriament deformades per l'aixafament (D<sub>3</sub>) per tant són anteriors a la fase de clímax metamòrfic (CR 5).

La última situació estructural de la moscovita és compartida amb la biotita i està representada per la cristal·litzada en zona d'ombra de pressió (Ms<sub>5</sub>). Ambdós minerals poden estar intercreixuts, en contacte mutu o amb quars, plagiòclasi i, alguna volta, amb turmalina. Presenten orientació decusada, tenen hàbit tabular.

## Plagiòclasi

La plagiòclasi és omnipresent al llarg de tota la zona estudiada. Es presenta en diferents generacions i en diverses posicions estructurals:

a) formant part de la matriu psamítica (P11).

b) en zones d'ombra de pressió (P12).

c) neoformada (P13), resultant de les reaccions del component paragonític de la moscovita (vegeu IV.2.4.) durant la fase de clímax metamòrfic i de composició afí a l'anterior.

La plagiòclasi del primer tipus (P11) és la més estesa. Forma part de la matriu psamítica junt amb quars i recristal·litza durant les fases metamòrfiques prògrades (CR1 a CR4) incorporant Ca en la seva xarxa fins assolir una composició albitico-oligoclàsica. És xenoblàstica amb una major tendència a subidioblàstica que el quars i equidimensional; la seva mida de gra oscil·la al voltant dels 0.45 x 0.3mm, i és similar o una mica inferior a la del quars. Ambdós formen una microestructura granoblàstica poligonal, una mica elongada paral·lelament als plans d'esquistositat, amb les vores de gra rectes o poc corbades quan la roca no ha sofert processos deformatius posteriors a la seva cristal·lització. Altrament, quan la roca és afectada pel plegament posterior a la fase de clímax metamòrfic, les vores de gra tendeixen a ser lobulades o serrades. La disposició isòtropa de la plagiòclasi i el quars també és patent en els angles propers als 120° que formen les seves vores de gra i que denoten condicions d'equilibri en el moment de llur cristal·lització. Els contactes amb fil·losilicats es realitzen mitjançant angles rectes i són semi-coherents, racionals i unilaterals per als fil·losilicats. Amb la resta de minerals de la paragénesi, les vores de gra de les plagiòclasis solen ser no coherents o, en algun cas, semi-

coherents per a l'altre mineral que es posa en contacte.

Poden presentar inclusions de formes esfèriques a el·líptiques de quars. També sovintegen les inclusions de biotites de formes allargades i vores arrodonides, a voltes desorientades i d'altres orientades seguint la foliació regional.

La composició d'aquestes plagiòclasis és albitica o oligoclàsica i mai, o molt rarament, està zonada òpticament, característica que compareix amb els altres tipus de plagiòclasi.

La plagiòclasi cristal·litzada en zona d'ombra de pressió (Pl2) té microestructura granoblàstica poligonal, és equidimensional i tendeix a ser més arrodonida i de mida de gra semblant o una mica inferior a la de la matriu (Pl1). Està en contacte amb els altres minerals de l'ombra de pressió (quars, biotita, moscovita i turmalina) o amb el blaste que la protegeix (sovint andalusita i més rarament cordierita).

El tercer tipus de plagiòclasi, resultant de la desestabilització del component paragonític de la moscovita (Pl3), es localitza als indrets de grau metamòrfic més elevat i està estretament lligada a la reacció de formació de la sil·limanita (vegeu IV.2.4.).

Es distingeix dels anteriors tipus per l'aspecte més nítid, sense alteració sericítica, per ser xenomorfa i pels seus trets més remarcables, la generació i la situació estructural que presenta. Està associada temporalment i espacial a sil·limanita, moscovita i feldspat potàssic.

La seva composició és generalment oligoclàsica, adesiara amb una dèbil zonació. Altres plagiòclasis tenen composicions albitiques.

L'alteració incipient d'aquestes plagiòclasis, en els contactes amb feldspat potàssic genera mirmequites (foto 3, làm. IV2), També es formen mirmequites en les interfases entre sil·limanita i feldspat potàssic i sil·limanita i plagiòclasi o tots tres alhora; en elles s'identifica la invariable

relació espacial entre la sil·limanita i el feldspat, amb formes convexes de les mirmequites cap als feldspats i còncaves vers la sil·limanita o la moscovita (foto 3, làm. IV2). Les mirmequites tenen formes irregulars, botrioides, vores arrodonides i dimensions bastant reduïdes. Les anàlisis revelen composicions oligoclàsiques de mitjana, bastant uniformes dintre d'una mostra determinada però variable d'una mostra a l'altra. En general, però, la composició és similar en les plagiòclasis d'una mateixa mostra (taula 3).

Les alteracions més avançades de la plagiòclasi donen sericita, moscovita + quars o bé moscovita + quars + epidot, aquest darrer en quantitats molt minses, que la pseudomorfitzen. En alguns casos també s'han observat pseudomorfs de clorita + quars + sericita.

### Feldspat potàssic

El feldspat potàssic està restringit a la zona de la sil·limanita i forma part de les paragènesis de grau metamòrfic més elevat de tot el Massís del Roc de Frausa. La seva aparició està relacionada amb la reacció de la deshidratació de la moscovita i amb la reacció de formació de la cordierita, en la zona de grau metamòrfic elevat.

Es troba en dues situacions:

- a) cristal·litzat en la matriu (Fk1).
- b) segregat en venes de composició majoritàriament quarso-feldspàtica (Fk2).

Els cristalls de feldspat potàssic de la matriu (Fk1) són xenoblàstics, equidimensionals i sense orientació preferent. La seva mida de gra és similar o inferior a la del quars i les seves vores de gra no coherents. Sovint són molt nítids, sense maclar i sense cap vestigi d'alteració, tot i que, a vegades, se'n troben d'alterats a sericita i fins i tot de recristal·litzats a moscovita. Excepcionalment s'han observat micropertites (mostres 412 i 413)

(foto 5, làm. IV2) i en algunes anàlisis s'ha detectat l'existència de criptopertites en cristalls aparentment nítids (330k3, 412p3).

El feldspat potàssic es troba en contacte amb moscovita, plagiòclasi, biotita i quars. Sovint s'associa espacialment a sil.limanita i a plagiòclasi neofornades en la fase del clímax metamòrfic regional (Pl2). En alguns casos, a la vora del feldspat potàssic i en contacte amb sil.limanita s'observen mirmequites amb vores de gra convexes cap al feldspat potàssic i associades a moscovita (vegeu plagiòclasi).

El feldspat potàssic segregat en venes (Fk2) és de mida de gra més gran que l'anterior, xenoblàstic i sense orientació preferent, fet que suggereix una cristal.lització o recristal.lització estàtica de les venes. Pot presentar signes de defornació post-cristal.lina quan la roca on s'emplaça també els presenta. Es troba en contacte amb quars i, ocasionalment, amb biotita o cordierita. Només ha estat analitzat en una mostra (319k1, 319k2 i 319k4 a la taula 4). Totes tres anàlisis presenten una composició més pura (Or 94 de mitjana) que els cristalls de la matriu.

En algunes mostres està alterat i pseudomorfitzat per la moscovita tardana (Ms6) cristal.litzada durant la fase retrometamòrfica estàtica.

## Cordierita

La cordierita és molt abundant en les roques pelítiques de l'àrea estudiada, tant en les fàcies de metamorfisme regional com en les de contacte. Pel que fa al metamorfisme regional apareix en la zona de l'andalusita i roman estable durant tot el procés. El seu contingut i mida de gra augmenta amb el grau metamòrfic de la roca: en les roques de grau elevat es poden observar, en mostra de mà, nombrosos cristalls arrodonits de cordierita de fins 1 cm de diàmetre. Generalment, però, la mida de gra oscil.la al voltant de 1,2 x 0,8 mm i és pràcticament equidimensional o bé amb la dimensió llarga, quan n'hi ha, paral.lela a la foliació. Té tendència a situar-se en els nivells

pelítics, en contacte amb biotita o aluminosilicats, però també se'n pot observar en els nivells psamítics, sobretot en contacte amb quars. La cordierita del metamorfisme regional no presenta cap tipus de macla.

S'observen dues generacions de cordierita:

a) envoltada lateralment per zones d'ombra de pressió (Cd1).

b) no envoltada per zones d'ombra de pressió (Cd2).

Els cristalls de cordierita (Cd1) es caracteritzen per estar envoltats per la matriu biotítica arquejada que defineix una zona d'ombra de pressió entremig. Aquesta particularitat situa el seu moment de cristal.lització durant la fase Cr3, a diferència de l'altre tipus que cristal.litza posteriorment (Cr5). Són xenomorfs, arrodonits i sovint presenten les vores de gra i les esquerdes alterades a pinnita. Presenten inclusions helicítiques de biotita i de cristalls molt allargats de moscovita.

El segon tipus de cordierita (Cd2) s'ha definit, en contraposició a l'anterior, per no estar circumscrit per una zona d'ombra de pressió, tret que situa la seva cristal.lització amb posterioritat a l'anterior, durant la Cr5. Són cristalls desorientats, arrodonits, de dimensions semblants o superiors a les anteriors, no afectats per l'aixafament (D3) i que engloben la foliació regional (foto 3, làm. IV1). Presenten inclusions helicítiques de cristalls de biotita orientats mimèticament paral.lelament a l'esquistositat i inclusions desorientades de biotita i sil.limanita cristal.litzades durant les fases anteriors. Les biotites tenen, sovint, vores molt difoses, a vegades fins i tot no arriben a ser veritables cristalls sinó que són "taques" marronoses dintre de la cordierita. A voltes és possible observar en la interfase cordierita - biotita zircons parcialment inclosos entre ambdues o bé totalment dintre de la cordierita. És típica també

la silimanita inclosa en cordierita, en forma d'agulles desorientades. És relativament usual l'existència de cristalls de cordierita que inclouen biotita i silimanita dintre d'un mateix cristall. Això no obstant, ambdós minerals en l'interior acostumen a estar aïllats mútuament.

La cordierita sovint s'altera a pinnita i sericita. L'alteració s'inicia per les vores i esquerdas del mineral i progressa fins corrompre la totalitat del cristall. La cordierita alterada es reconeix per presentar la tonalitat groga típica de la pinnita en llum paral·lela, la qual, en algunes mostres, pot estar recristal·litzada a moscovita secundària (Ms6) que la pseudomorfitza.

## Andalusita

L'andalusita s'ha utilitzat com a mineral index i caracteritza l'àrea geogràfica on apareix. Es distribueix preferentment en els nivells pelítics dels esquistos. Els prismes d'andalusita es presenten en forma aïllada, mai solen tenir vores pròpies sinó que sempre són d'interfase amb biotita i moscovita dels nivells pelítics o també, amb quars i plagiòclasi dels psamítics. Els cristalls d'andalusita són d'idioblàstics a subidioblàstics o xenoblàstics, segons la secció i tenen mides de gra que poden arribar als 6 mm aproximadament. En general, però, oscil·len al voltant dels 2 a 3 mm i són equidimensionals idioblàstics si són seccions basals, o elongats amb secció rectangular subidioblàstica a heteroblàstica en les seccions prismàtiques. Poden estar lleugerament zonats, amb una coloració rosa al centre dels cristalls i incolora a les vores.

S'han distingit tres generacions diferents d'andalusita:

a) andalusita cristal·litzada en la Cr 1 (An1).

b) andalusita idioblàstica, que engloba l'esquistositat regional i és envoltada per una zona d'ombra de pressió (An2).

c) andalusita xenoblàstica sense zona d'ombra de pressió (An3).

L'existència d'una primera generació d'andalusita (An1) no es pot assegurar. S'ha assumit per l'observació d'un cristall d'andalusita envoltat per un altre, també d'andalusita, ambdós clarament diferenciables per una vora de gra molt nítida. L'andalusita de l'interior és xenoblàstica, amb les vores de gra corroïdes i de mida de gra molt inferior a l'estàndard. És versemblant, doncs, que aquesta hagi estat cristal·litzada en una fase anterior i posteriorment utilitzada per nuclear una segona andalusita.

L'andalusita de la segona generació (An2) es caracteritza per presentar prismes idioblàstics amb secció basal quadrada, disposats amb l'eix z orientat paral·lelament als plans de foliació regional. Les inclusions helicítiques de biotita i ilmenita (Bi<sub>1</sub> i Il<sub>1</sub>) són omnipresents dintre dels poiquiloblastos (fotos 5 a 8, làm. IV1). Els cristalls de biotita i ilmenita són elongats amb vores arrodonides i estan orientats paral·lelament a l'esquistositat regional o bé formen un angle d'uns 30° amb aquesta. Esporàdicament els cristalls inclosos poden ser quars o moscovita.

Les andalusites d'aquesta generació estan envoltades per la matriu fil·losilicatada que s'arqueja al seu voltant delimitant una zona d'ombra de pressió amb cristal·lització de minerals (Bi<sub>4</sub>, Ms<sub>5</sub>, Q<sub>4</sub>, Pl<sub>2</sub>, Tu<sub>3</sub>) en l'espai protegit.

Cal ressaltar la important relació andalusita - moscovita per a la determinació del moment de cristal·lització d'aquesta generació d'andalusita. Com ja s'ha dit, les moscovites no acostumen a estar incloses dintre de les andalusites però sovint hi estan en contacte (vegeu moscovita). En la subzona andalusita - moscovita aquesta darrera (Ms<sub>4</sub>) pseudomorfitza l'aluminosilicat, totalment o parcial i aïlla l'andalusita de la resta de

la paragènesi. El fet que les moscovites (Ms4) estiguin afectades per la deformació (D3), indica que la cristallització d'ambdues ha d'ésser, invariablement, anterior a aquesta fase i per tant s'ha de situar durant la Cr3.

En alguns casos els porfiroblastos d'andalusita no presenten ombra de pressió i són cristalls xenomòrfics i allargats, orientats mimèticament paral·lelament a l'esquistositat. Aquestes andalusites (An3) no mostren signes de deformació postcristalina i es diferencien de les anteriors per no presentar zona d'ombra de pressió.

L'andalusita que es troba en mostres de la zona de la silimanita acostuma a estar envoltada per petites fibres d'aquest segon mineral, sobretot en els vèrtexs dels prismes que estan en contacte amb la biotita de la matriu, punts que aprofita per nuclear la silimanita (foto 3, làm. IV1).

L'andalusita s'altera menys que la cordierita. El producte de la seva alteració és la sericita, la qual en alguns casos pot recristal·litzar a moscovita secundària. Malgrat l'emascarament de l'alteració, ambdós porfiroblastos se solen diferenciar per la morfologia del cristall, pel producte i aspecte de l'alteració i per les restes d'inclusions que romanen al seu interior.

## Silimanita

La silimanita, igual com l'andalusita, caracteritza l'àrea geogràfica on apareix. La seva cristallització coincideix amb el clímax metamòrfic regional per la qual cosa només es troba en una generació. Això no obstant, mostra una relació particular amb cada un dels minerals que es posa en contacte, per la qual cosa es descriuran cadascun per separat. Es presenta en la varietat fibrolítica, en forma d'agulles idioblàstiques, llargues i estretes (màx 0.028 mm de gruix) que cristallitzen en forma d'agregats fasciculars radials, preferentment en els nivells pelítics, amb orientació mimètica segons els plans de foliació.

Utilitza les biotites i els quarsos per nuclear, l'interior dels quals està, sovint, ple d'agulles desorientades de silimanita. En altres casos s'associa espacialment a feldspat potàssic, moscovita, andalusita o cordierita. L'associació moscovita - silimanita té dues significacions:

En la subzona silimanita - moscovita la darrera pseudomorfitza la primera, igual com fa amb l'andalusita. Donat que la moscovita que la pseudomorfitza està afectada per la deformació D3, aquesta silimanita s'ha d'haver format dintre de la fase de cristallització Cr4.

En altres casos la moscovita presenta vores de reacció, totalment irregulars, sobretot en les vores impròpies de la moscovita (foto 3, làm. IV1). Aquesta és clarament una associació en desequilibri i indica que entre ambdós minerals s'esta duent a terme una reacció. En aquest sentit és significatiu que en les roques de grau més alt la moscovita és pràcticament inexistent i, per contra, la silimanita s'associa espacialment a feldspat potàssic.

Tot i que es pot trobar andalusita en mostres de la zona de la silimanita, és freqüent observar vores d'andalusita corroïdes en les quals nucleen les fibrolites (foto 3, làm. IV1).

Quant a la cordierita, la silimanita pot trobar-s'hi en contacte o bé inclosa (S1). La silimanita inclosa en cordierita es presenta en les mostres de grau més alt, en forma de petites agulles aïllades en el seu interior. Quan es troba en aquesta situació no se sol posar mai en contacte amb la biotita, també englobada en la cordierita. Aquest fet ha estat interpretat com una reacció que s'està desenvolupant entre tots tres minerals.

L'alteració de la silimanita dona moscovita associada a mirmequites, quan l'alteració és incipient. Quan és molt avançada s'altera a sericita la qual, en algunes mostres recristal·litza a moscovita secundària.

### IV.2.3. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL

La informació obtinguda a partir de l'estudi de les textures i de les cristallitzacions que s'han succeït en les metapelites permet reconstruir la seqüència d'esdeveniments de cristallització -deformació. Aquesta anàlisi cronològica s'ha basat en una sèrie de criteris de tipus microstructural de reconeixement d'equilibri, d'ordre de cristallització i de cristalls pre- sin- i post-cinemàtics especificats a l'inici del capítol. La taula 1 i la figura 7 expressen de dues maneres diverses la síntesi de l'evolució textural del metamorfisme regional de les metapelites.

La primera pulsació de l'episodi metamòrfic regional està caracteritzada pel desenvolupament d'una esquistositat (S1) lligada a una primera fase deformativa (D1) i actualment reconeixible exclusivament en lamina prima. Aquesta esquistositat és relictiva respecte de la regional (S2) i s'identifica per la presència de biotita i moscovita en arc poligonal (Bi1 i Ms1) que mimetitzen una cristallització anterior a la regional (S2). Presuposadament en aquesta fase també cristallitzen el quarz (Q1) i la plagiòclasi (albitica?). L'existència d'una andalusita (An1) envoltada per una altra (An2) clarament posterior a l'esquistositat regional (S2), ha estat atribuïda a aquesta fase.

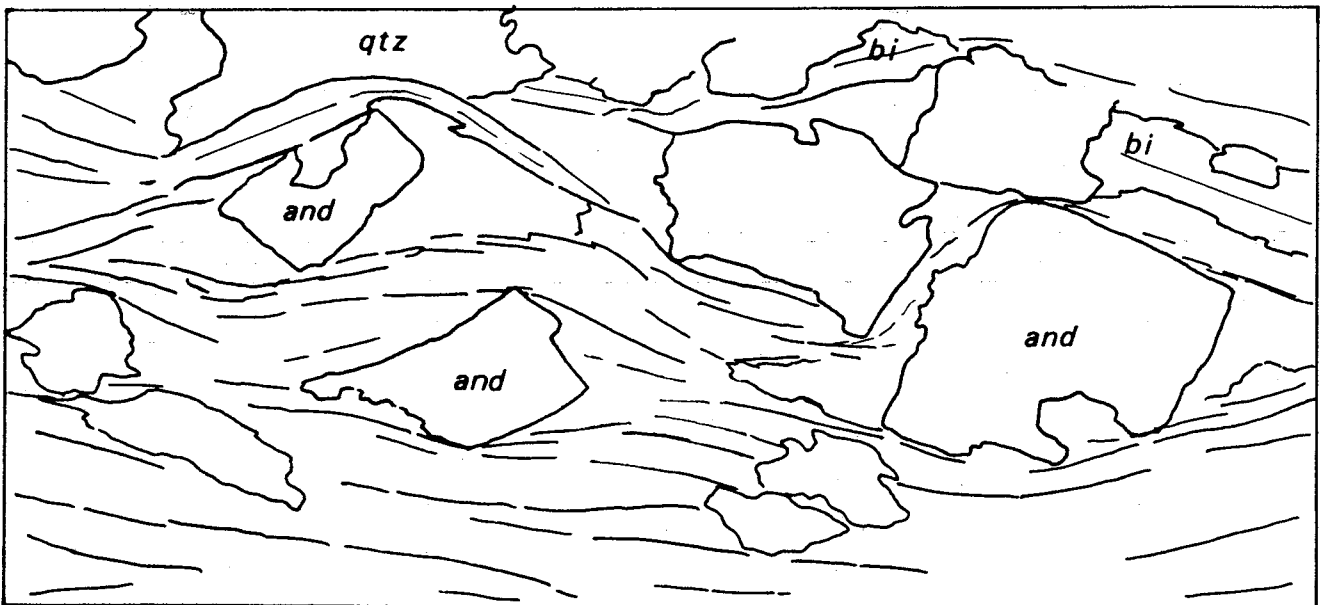
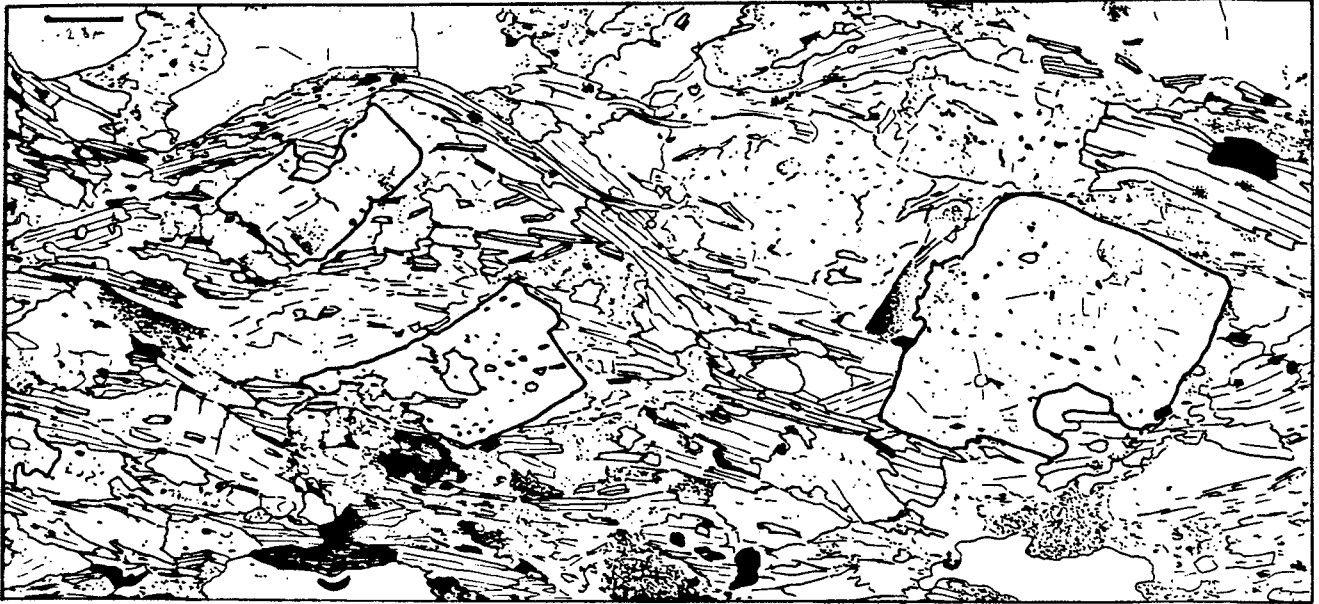
La segona pulsació d'aquest episodi metamòrfic es caracteritza per l'existència d'una segona fase deformativa (DII) evidenciada per la formació d'una esquistositat (S2) de pla axial d'uns plecs molt apretats que afecten l'esquistositat anterior. La segona esquistositat està molt ben desenvolupada arreu de tot el massís (S2) i és acompanyada d'una cristallització (Cr2) i d'una diferenciació metamòrfica paral·lelament als plans d'esquistositat. Aquesta diferenciació es tradueix en un prim bandat composicional de mida inferior al mil·límetre, amb nivells pelítics on cristallitzen preferentment els fil·losilicats (Bi2 i Ms2) i nivells psamítics on ho fan el quarz (Q2) i

la plagiòclasi (albitica?) (Pl1). La textura observable actualment és mimètica de la textura original i és producte de la recristallització post-cinemàtica d'aquests minerals en les ulteriors fases prògrades del metamorfisme regional. A aquesta segona fase també s'atribueix la cristallització de les biotites, moscovites i ilmenites incloses en els porfiroblastos d'andalusita i cordierita (Bi1, Ms1 i Il1), formades en la fase 3 (Cr3), així com la cristallització de turmalina associada als nivells pelítics i orientada paral·lelament a l'esquistositat.

La fase anterior és seguida d'una fase cinemàtica (DIII) expressada per un aixafament dels llits i per un lliscament paral·lel als plans de foliació. L'aixafament es tradueix en una disposició corbada de la matriu que circumda els porfiroblastos d'andalusita (formats en la Cr3 i Cr4) i de cordierita (formats en la Cr3) i en la formació de zones d'ombra de pressió en les zones protegides pels porfiroblastos (fig. IV.1). En aquestes zones cristallitzen la biotita (Bi4), moscovita (Ms5), quarz (Q4), plagiòclasi (Pl2) i turmalina (Tu3). El lliscament paral·lel als plans de foliació s'identifica per la rotació diferencial dels porfiroblastos i de la matriu, per l'asimetria de les zones d'ombra de pressió i pels plecs de l'estil *kink-band* en els cristalls, especialment visibles en els fil·losilicats amb microestructura decusada (Bi3, Ms3) formats en la fase anterior (fig. IV.2). Per produir un aixafament i un lliscament simultani dels llits cal que l'escurçament sigui obliqu respecte als plans d'esquistositat.

La cinquena fase correspon al clímax metamòrfic regional de l'àrea i és exclusivament un període estàtic. Es produeix la cristallització mimètica als plans d'esquistositat de sil·limanita (S1), albita (Pl3), feldspat potàssic (Fk1) i cordierita (Cd2) a partir de les reaccions que els generen.

Les cordierites, igual com les cristallitzades en la Cr3 són poiquiloblàstiques i presenten inclusions helicítiques de biotita (Bi1) formades en les fases anteriors i també inclusions desorientades de biotita (Bi1) i sil·limanita (S1).



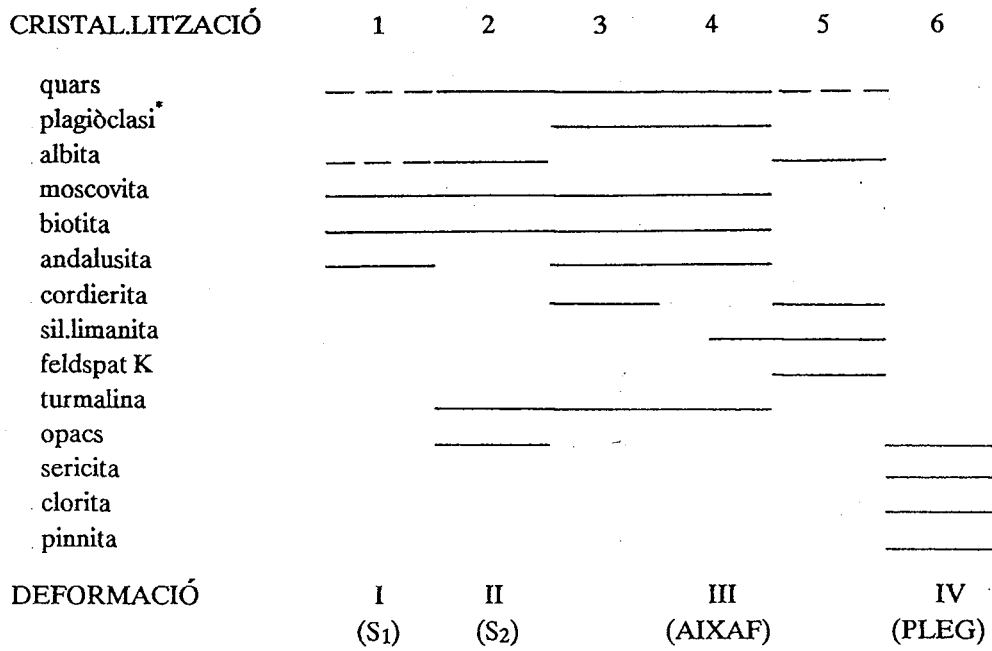
**Figura IV.1.** Blastesi d'andalusita en les metapelites. Els cristalls d'andalusita mostren tendència idioblàstica, amb vores cristal·lines en les zones d'ombra de pressió i arrodonides o trencades en els contactes amb la foliació regional. En el dibuix simplificat s'observa l'asimetria de les zones d'ombra de pressió generades pels porfiroblastes d'andalusita. Les inclusions d'ilmenita estan orientades i formen un angle baix amb la foliació regional.

Posteriorment al climax metamòrfic es produeix una fase deformativa (DV) que plega la foliació regional i retrograda les paragènesis anteriorment formades (foto 2, làm. IV.1).



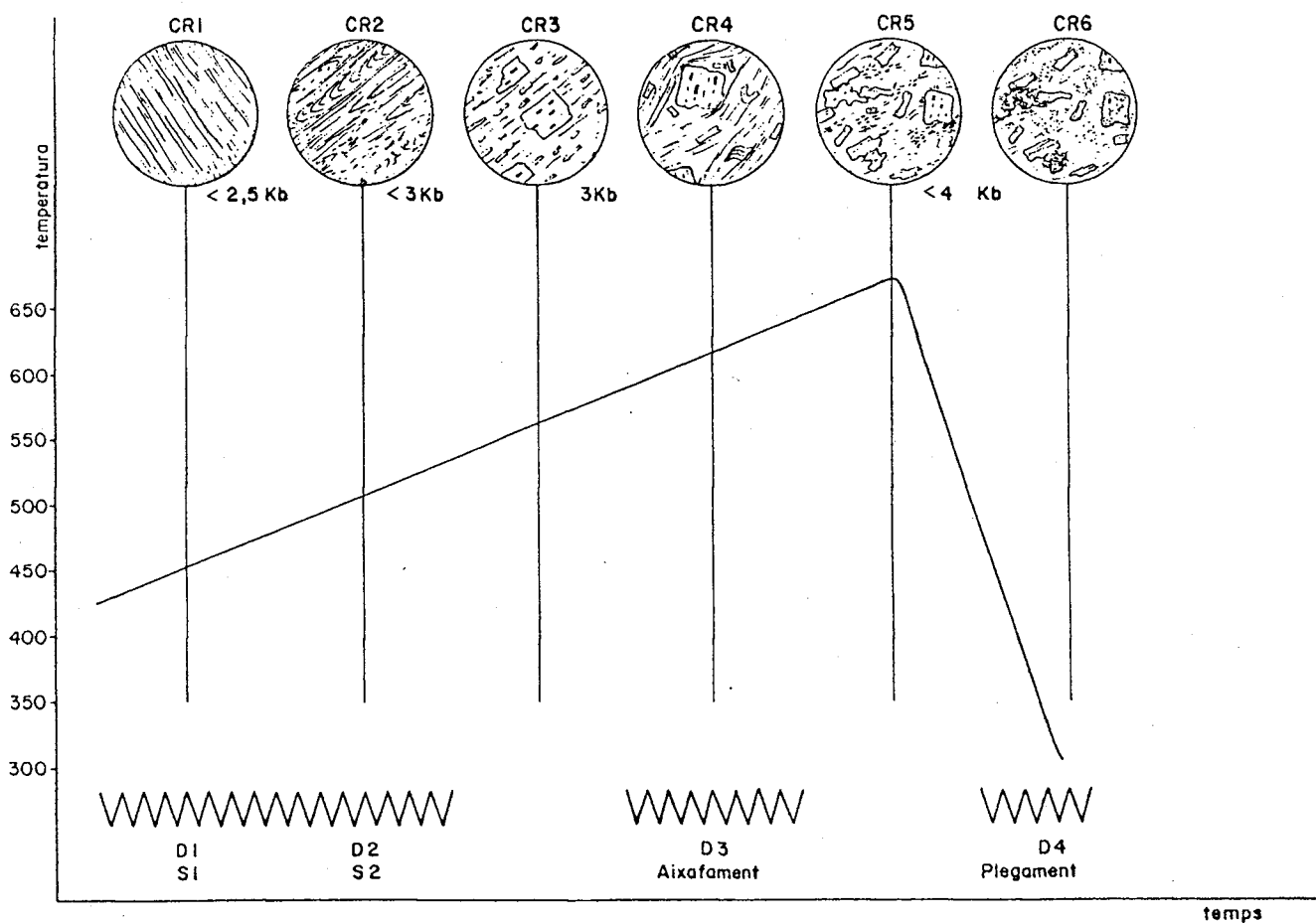
**Figura IV.2.** *Moscovita i biotita afectades per plecs de tipus kink band, pertanyents a la fase deformativa DIV (10x).*





\* plagiòclasi en general (Na-Ca)

Figura IV.3. Síntesi de les relacions entre cristal·lització i deformació per al metamorfisme regional polofàsic de les metapelites de l'àrea estudiada.



**Figura IV.4.** Representació esquemàtica de l'episodi metamòrfic en les metapelites de l'àrea estudiada. En aquest esquema s'evidencia l'evolució de les condicions tèrmiques en relació a la microestructura i a les fases deformatives, i la cronologia d'aquests esdeveniments.



## Làmina IV.1 Metamorfisme regional

**Foto 1.** *Biotita paral.lela a la foliació regional en contacte amb quars i plagiòclasi amb angles de  $90^{\circ}$ . Els cristalls de quars i plagiòclasi presenten punts triples a  $120^{\circ}$ . La sil.limanita s'orienta mimèticament paral.lela als plans de foliació.*

**Foto 2.** *Andalusita plegada pels plecs de les fases deformatives tardanes D IV.*

**Foto 3.** *Andalusita sil.limanita i biotita orientades mimèticament paral.leles a la foliació regional.*

**Fotos 4 i 7.** *Cristalls de moscovita i biotita afectats per plecs tipus kink - band, com a producte d'un lliscament amb un component paral.lel als plans de foliació regional (D IIII). Llum paral.lela (4), llum polaritzada (7).*

**Foto 5.** *Poiquiloblast d'andalusita amb inclusions de biotita i opacs paral.lels a la foliació regional. Nícols paral.lels.*

**Fotos 6 i 9.** *Cristall d'andalusita amb inclusions helicítiques d'ilmenita, afectat per l'aixafament (D III). Observar l'ombra de pressió asimètrica. Llum paral.lela (6), llum polaritzada (9).*

**Foto 8.** *Cristalls d'andalusita afectats per l'aixafament (D III). L'orientació de les ombres de pressió és asimètrica respecte dels plans de foliació, a les dues vores del porfiroblastos. La biotita de la matriu marca mimèticament l'aixafament. Nícols paral.lels.*





#### IV.2.4. COMPATIBILITAT DE MINERALS. PETROGÈNESI

Les relacions entre les fases minerals de les metapelites han estat efectuades mitjançant els diagrames AFM suggerits per Thompson (1957) i modificats per Barker (1961) i els diagrames AKNa de Thompson (1961). Per als minerals ferromagnèsics s'han utilitzat els diagrames AFM de Barker, ja que la major part de mostres tenen feldspat potàssic. Aquests mètodes gràfics han permès de resoldre els problemes de compatibilitat mineral de les metapelites i expressar les reaccions metamòrfiques que s'han esdevingut en les diverses fases. En ambdós casos, aquest estudi ha estat fonamentat en l'acompliment de la *regla mineralògica de les fases* (Goldschmidt, 1911) per a les paragènesis que estan en equilibri. D'acord amb aquesta regla s'admet que, durant un procés metamòrfic, la major part de les associacions mineralògiques representen un equilibri al menys divariant ( $v = 2$ ) si es prenen temperatura i pressió com a úniques variables termodinàmiques intensives; en conseqüència, el nombre màxim de fases que poden coexistir en equilibri és igual o menor que el nombre de components ( $F = C$ ).

Els components presents en el sistema AFM són:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{H}_2\text{O}$ , dels quals  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{H}_2\text{O}$  estan en excés. A més, si el sistema és obert per a l'aigua, s'augmenta un grau de llibertat i la regla de les fases s'expressa:

$$\text{graus de llibertat} = 3 (P, T, P_{\text{H}_2\text{O}}); P_{\text{H}_2\text{O}} \quad P_{\text{tot}}$$

$$V = C - F + 3 \quad F = 3 + 3 - 3$$

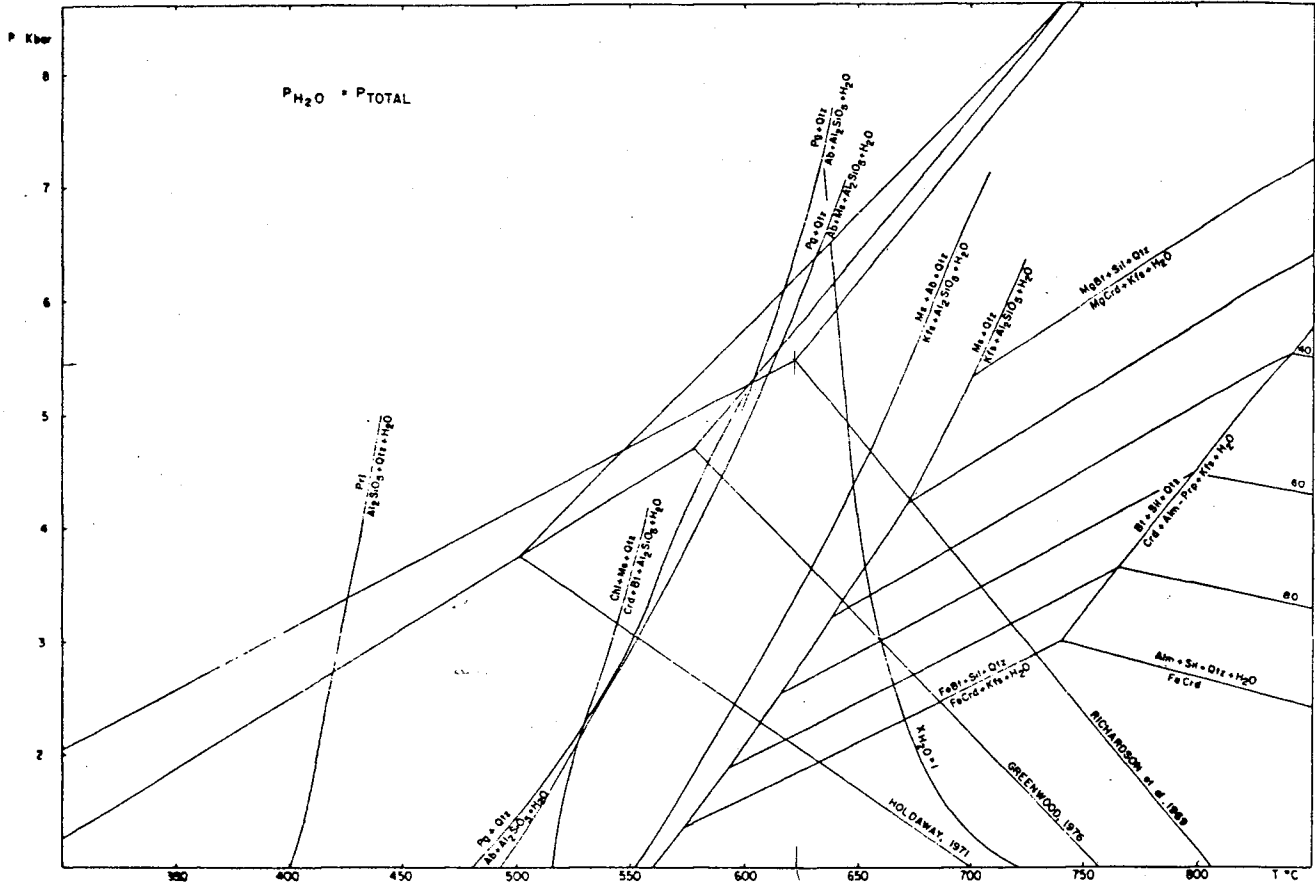
$$\text{graus de llibertat} = 2 (P, T); P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$$

$$V = C - F + 2 \quad F = 3 + 2 - 2$$

En totes dues equacions el número màxim de fases que poden coexistir és de 3, a més de les fases presents amb components en excés.

En el sistema AKNa els components són  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  i  $\text{H}_2\text{O}$ . L'enunciat de la regla de les fases serà equivalent al cas anterior, ja que els condicionants són semblants:  $\text{SiO}_2$  i  $\text{H}_2\text{O}$  estan en excés i el sistema és també obert per a l'aigua. En aquest sistema el nombre màxim de fases que poden coexistir serà igualment de 3 tant si la pressió de la fase fluida és inferior com si és igual a la pressió total.

Les condicions de metamorfisme s'han determinat principalment a partir de l'observació microscòpica de les fases existents en les roques i de les reaccions que es poden deduir d'aquesta observació. En segon lloc, l'estudi de les composicions de les fases analitzades ha donat, en algun cas, evidència de reaccions que es duen a terme en l'àrea estudiada. Finalment, el contrast entre la informació obtinguda directament i les corbes d'equilibri obtingudes experimentalment per diversos autors per a tals reaccions ha permès aproximar la trajectòria seguida pels esquistos i delimitar les condicions de pressió i temperatura màximes assolides. El diagrama pressió - temperatura de la figura 11 mostra les corbes d'equilibri que s'han utilitzat. Els punts triples dels aluminosilicats presos com a referència són de Holdaway (1971), Greenwood (1976) i Richardson et al (1969). Més endavant, en parlar de la trajectòria del metamorfisme en les metapelites, en aquest mateix capítol, es contrastaran els tres punts triples i es comentarà quina de les corbes, especialment pel que fa al canvi de fase andalusita = silimanita satisfà millor les observacions petrogràfiques i analítiques obtingudes en aquest estudi.

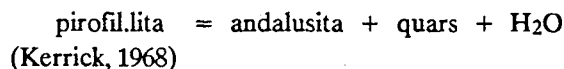


**Figura IV.5.** Diagrama P - T a  $P_{H_2O} = P_{Tot}$  en el sector de baixes pressions, amb la localització de les corbes de les principals reaccions de les roques pelítiques utilitzades en aquest treball. Observar la situació del camp d'estabilitat dels aluminosilcats segons Holdaway (1971), Greenwood (1976) i Richardson, Bell i Gilbert (1969). Les dades experimentals de les reaccions són de: corba Prl =  $Al_2SiO_5 + Qtz + H_2O$ , Kerrick (1968);  $Chl + Ms + Qtz = Crd + Bt + Al_2SiO_5 + H_2O$ , Hirschberg i Winkler (1968);  $Pg + Qtz = Ab + Al_2SiO_5 + H_2O$ , Chatterjee (1972);  $Pg + Qtz = Ms + Ab + Al_2SiO_5 + H_2O$ ,  $Ms + Ab + Qtz = Kfs + Sil + H_2O$ , Chatterjee i Froese (1975);  $Ms + Qtz = Sil + Kfs + H_2O$ , Chatterjee i Johannes (1974);  $FeBt + Sil + Qtz = FeCd + Kfs + H_2O$ ,  $MgBt + Sil + Qtz = MgCd + Kfs + H_2O$ ,  $FeCrd = Alm + Sil + Qtz + H_2O$ ,  $Bt + Sil + Qtz = Crd + Alm-Prp + Kfs + H_2O$ , Holdaway i Lee (1977).



### Zona de l'andalusita

La zona de l'andalusita es caracteritza per l'aparició de l'andalusita i per la seva coexistència amb biotita, moscovita i albita. No ha estat observat amb claredat quina pot ser la seva reacció de formació, ja que enlloc es troben paragènesis amb grau metamòrfic més baix, però, amb certesa, ha de formar-se a partir dels fil·losilicats existents en la roca. Pot considerar-se com a probable la reacció de desestabilització de la pirofil·lita (fig. IV.5), una de les més freqüents que generen andalusita:



Tot i que pot haver-se format a partir d'una altra reacció, la seva primera aparició requereix que s'hagi excedit el camp d'estabilitat de la pirofil·lita (Kerrick, 1968) i, per tant, les paragènesis amb andalusita s'han de situar, invariablement, per damunt dels 400° C, temperatura que es pot considerar, pràcticament, com el límit inferior del metamorfisme en la zona estudiada.

En el diagrama AFM corresponent (fig. IV.6) s'indica la composició de les biotites i, amb línies de conjunció (*tie-lines*), la paragènesi andalusita - biotita. Cal observar, que les composicions de les biotites d'aquesta zona són relativament més variades que les de biotites de zones amb grau més elevat.

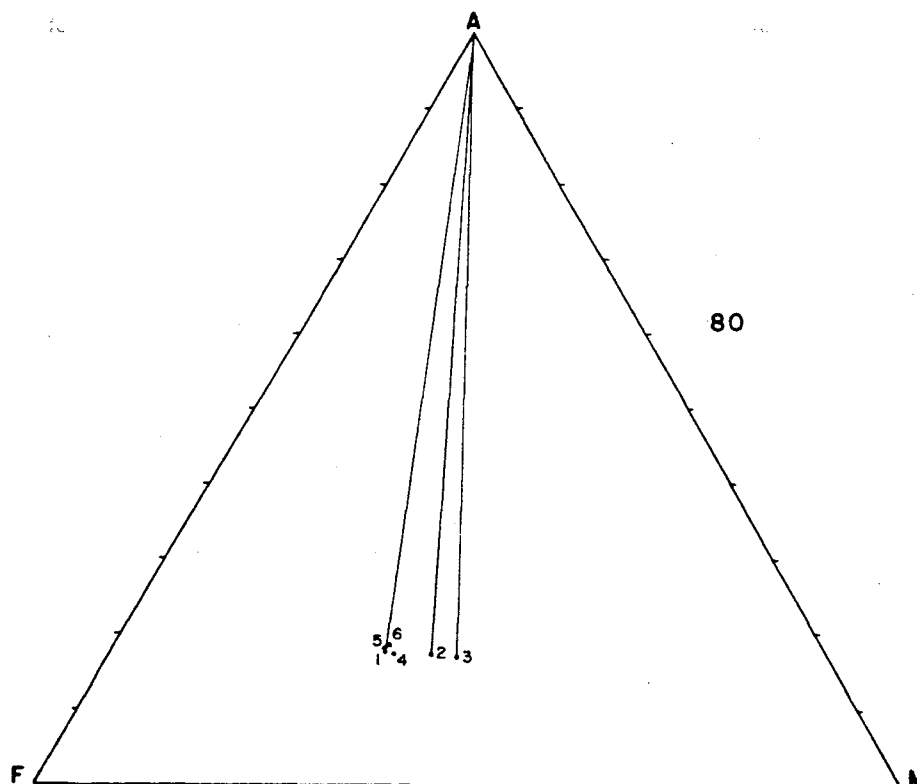
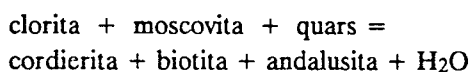


Figura IV.6. Diagrama AFM corresponent a la zona de l'andalusita.

L'aparició de la cordierita marca l'inici de les fases més avançades de la zona de l'andalusita. La seva aparició succeeix amb posterioritat a la de l'andalusita, tal com es pot deduir de l'anàlisi microestructural (vegeu apartat IV.2.3), i es manté en equilibri durant les consecutives fases metamòrfiques prògrades.

El fet que no es trobin paragènesis de grau més baix que la zona de l'andalusita, en l'àrea d'estudi, impossibilita de saber amb certesa quina ha estat la reacció de formació de la cordierita. Malgrat això, la mineralogia estable en la paragènesi (andalusita + cordierita + biotita), així com l'absència de clorita en els esquistos, fa pensar que aquesta pugui estar implicada en les diverses reaccions de formació de la cordierita. Guitard (1970) als esquistos del Massís del Canigó, molt propers geogràficament i de característiques petrogràfiques molt similars als estudiats en aquest treball, suggereix la reacció



(Hirschberg i Winkler, 1968)

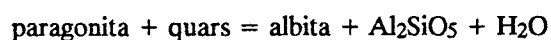
com una de les més generalitzades en la formació de cordierita.

Hirschberg i Winkler, que han investigat la reacció precedent, consideren que és vàlida per a uns valors de la relació  $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$  molt amplis, entre 0.2 i 0.6, dintre dels quals es troben tant les cordierites com les biotites de les mostres analitzades (taules 13 i 14).

En el diagrama AKNa de la zona de l'andalusita de l'àrea estudiada, només s'han representat les composicions de les plagiòclasis analitzades (fig. IV.7), ja que en la majoria de mostres d'aquesta zona la mica blanca no ha estat analitzada perquè sovint està alterada, és pseudomorfa d'andalusita o bé resulta difícil distingir si és

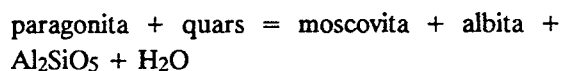
primària o secundària. En conseqüència, no s'han pogut representar les línies de conjunció reals de les paragènesis estables. Això no obstant, en la figura IV.8 es representen els diagrames de compatibilitat AKNa teòrics segons Thompson (1974), amb les associacions característiques observades al microscopi que corresponen a aquesta zona: andalusita + mica blanca, albita + mica blanca i, la menys freqüent, andalusita + mica blanca + albita. La presència de les associacions mica blanca + andalusita o mica blanca + plagiòclasi determina un rang de pressions i temperatures per a la zona de l'andalusita donat per la primera aparició de l'andalusita i un límit superior marcat per l'inici de la desestabilització de la moscovita a favor d'aluminosilicat + feldspat potàssic. Diversament, la paragènesi albita + andalusita + mica blanca observada indica un rang més restringit de les condicions de pressió i temperatura, ja que implica que en part de la zona de l'andalusita s'hauria iniciat la desestabilització de la paragonita, de la qual s'hauria format part de l'albita.

La formació d'aquest mineral juntament amb aluminosilicat es desenvoluparia mitjançant la reacció terminal (fig. 11):

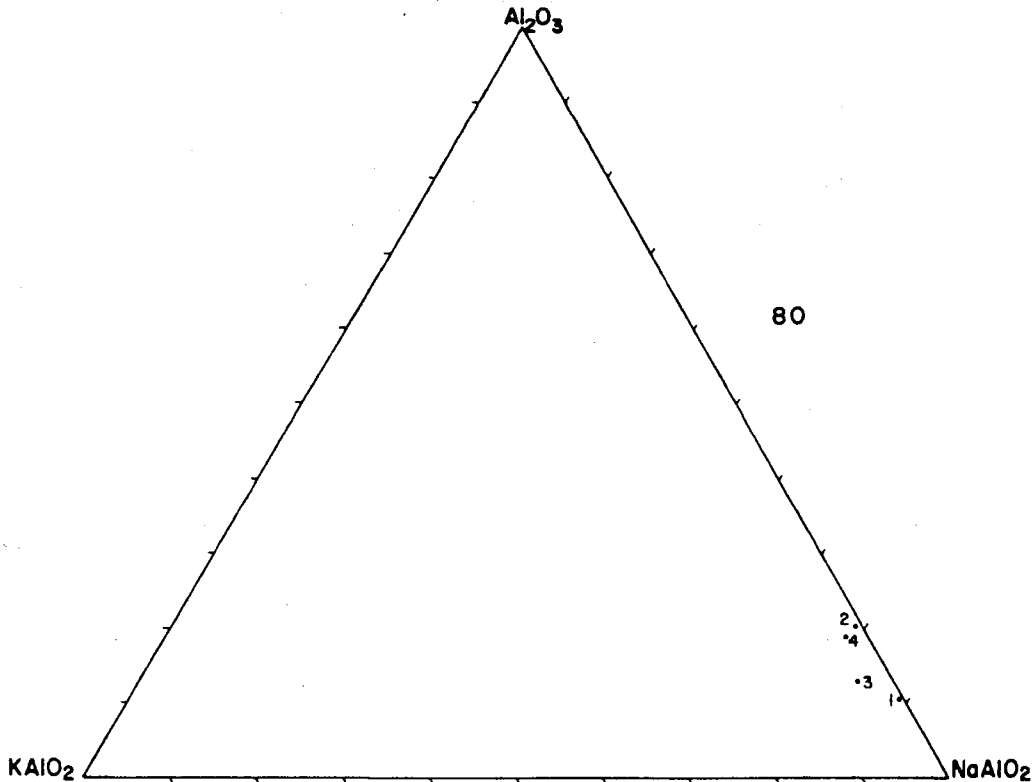


(Chatterjee, 1970, 1972)

i prosseguiria mitjançant una reacció contínua de la paragonita progressivament més enriquida en K. La seva desaparició *final*, a causa de la solució sòlida Na - K en moscovita i paragonita, s'esdevindria a temperatures més elevades, segons la reacció terminal



(Chatterjee i Froese, 1975)



**Figura IV.7.** Diagrama AKNa corresponent a la zona de l'andalusita. No s'han representat les línies de conjunció perquè les plagiòclasis analitzades no estan en contacte amb andalusita. El cas general per a aquesta zona, amb les línies de conjunció està representat a la figura IV.8.

La paragènesis onservada és la resultant d'aquestes dues reaccions, les quals tindrien lloc, en l'àrea d'estudi, a temperatura molt propera a la de la inversió andalusita = sil.limanita, la segona probablement ja en el camp d'estabilitat de la sil.limanita, atès que en algun cas es pot observar la paragènesi moscovita + albïta + sil.limanita.

#### **Subzona andalusita - moscovita i sil.limanita - moscovita**

Cal parar especial atenció en les subzones andalusita - moscovita i sil.limanita - moscovita citades en l'apartat IV.2.1, ja que constitueixen paragènesis d'excepció dintre de l'àrea estudiada. El pseudomorfisme d'andalusita i sil.limanita

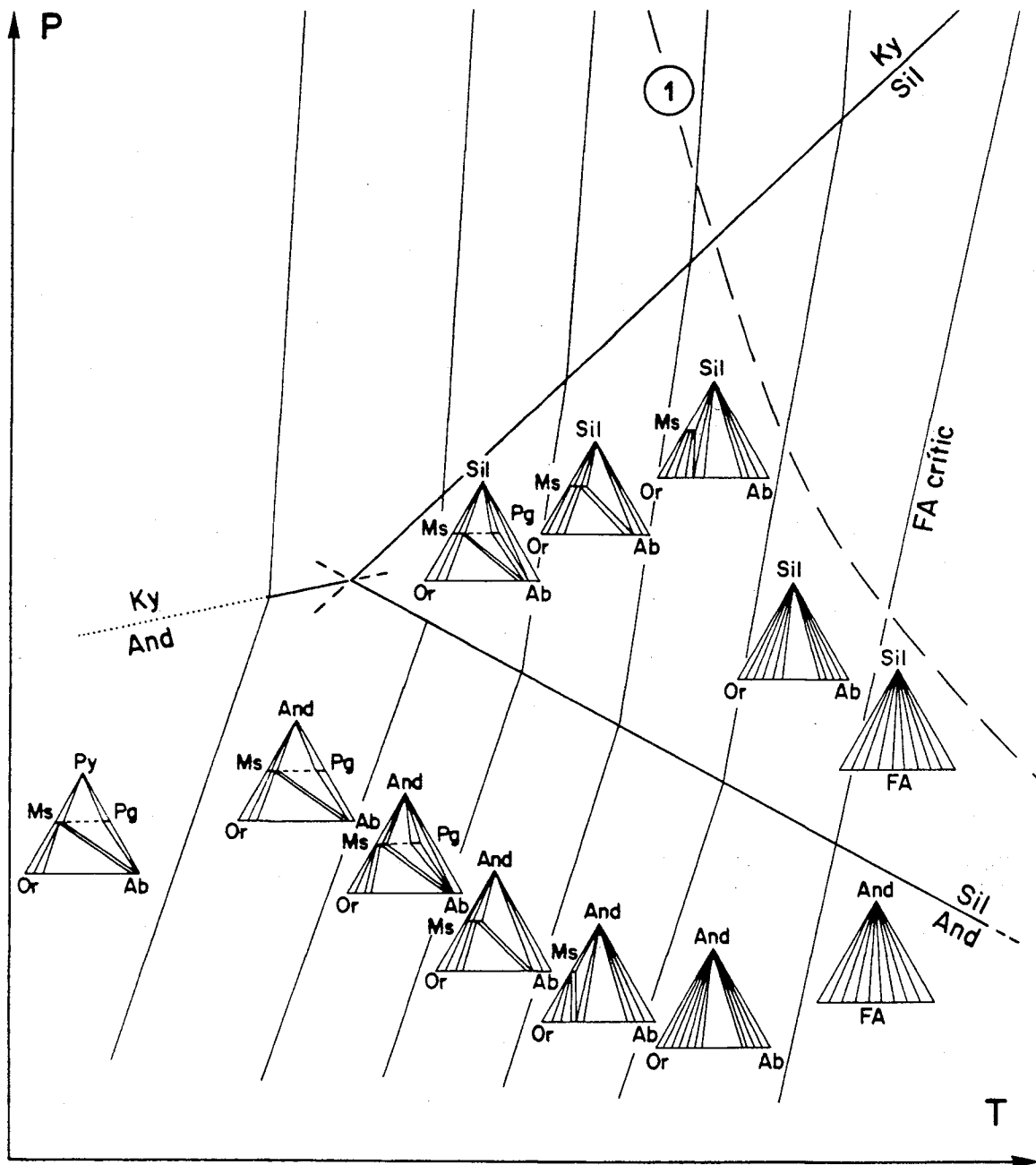
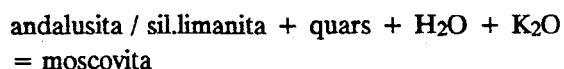


Figura IV.8. Diagrama P - T esquemàtic de les reaccions que s'esdevenen en el sistema AKNa de les roques pel·lìtiques involucrant pirofil.lita, andalusita i sil.limanita com a fases alumínosilicatades. Basat en el diagrama de Thompson (1974, fig. 11). Les composicions relatives de les fases coexistents i la topologia general són coherents amb les observacions de les paràgenèsis naturals. La corba 1 és la corba de fusió del sistema Qtz - Ab - Or en condicions de saturació d'aigua ( $P_{H_2O} = P_{Tot}$ ).

per moscovita és un fet freqüent en els terrenys afectats per metamorfisme regional. En la literatura, s'interpreta que la mida gran d'aquestes moscovites resulta de la recristal·lització i coalescència de moscovita de gra molt fi, pseudomorfa de minerals amb alt contingut en alumini, durant l'avanç del metamorfisme (Guidotti, 1965; Pankiwsky, 1964). De la mateixa manera, se suggereix que poden resultar de la concomitant coalescència de la matriu moscovítica (Cheney i Guidotti, 1979). Aquest pseudomorfisme es desenvoluparia gràcies a l'acció de la fase fluida produïda en les diverses reaccions de desvolatilització generades en el procés metamòrfic en curs, la qual podria reaccionar amb els minerals presents en la roca i retrogradar-la. La fase fluida, bàsicament aquosa i enriquida en K reac-

cionaria amb els aluminosilicats per donar moscovita:



L'acompliment total de la reacció resulta en les paragènesis moscovita + aluminosilicat o moscovita + quars, que són les dues associacions minerals típiques d'aquestes subzones. El diagrama de compatibilitat pertanyent a aquesta subfàcies és representat a la figura IV.9. En ell es reflecteixen les composicions bastant pures de la moscovita d'aquesta subzona ( $\text{Na} / \text{Na} + \text{K} = 0.6$ ) i les línies de conjunció moscovita - aluminosilicat de la paragènesi. És important res-

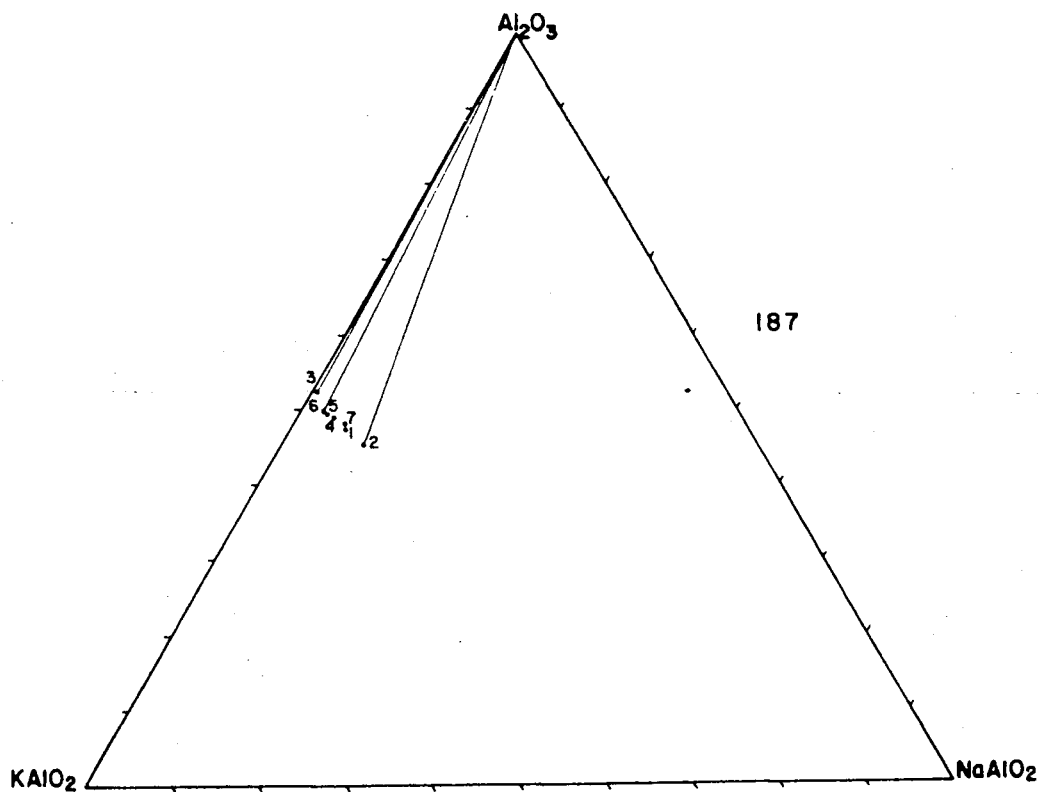


Figura IV.9. Diagrama AKNa de la paragènesi moscovita + sil·limanita pertanyent a la subzona aluminosilicat - moscovita.

saltar que, en aquest cas, el sistema s'ha de considerar obert a causa de la mobilitat de la fase fluida. Això implica la inclusió de dos tipus de components: els *components fixos* (controlats des de l'interior del sistema) i els *components enterament mòbils* (controlats per les condicions externes) (Korzhinskii, 1959). Els components mòbils a afegir a aquest sistema són la pressió de l'aigua i el potencial químic del  $K_2O$ . La regla de les fases s'expressa:

$$V = (C_f + C_m) - F + 2$$

En conseqüència, el nombre de components fixos ha de ser superior o igual al nombre de fases ( $C_f = F$ ).

Això permet explicar la reducció del sistema a dues fases (moscovita + aluminosilicat o moscovita + quars). Per tant, la presència de tres minerals en aquestes subzones (moscovita + aluminosilicat + quars) s'interpreta com a desequilibri, causat per la verificació parcial de la reacció.

Guitard (1970) observa un procés metasomàtic similar en els esquistos del Massís del Canigó i l'atribueix a l'efecte dels fluids hidrotermals provinents de la intrusió de cossos granítics propers més profunds (granit profund del Canigó, filons granítics de la regió de Py, etc). Diversament, en la zona estudiada no existeixen criteris per esbrinar si, a més dels fluids metamòrfics, hi ha hagut alguna aportació exterior al sistema; per exemple, i fent un paral·lelisme amb el proposat per Guitard, procedent dels gneiss del Massís del Roc de Frausa. De tota manera, sembla clar que, per la situació estructural que ocupen aquestes miques, la seva cristallització es produí dintre de les fases més avançades de la zona de l'andalusita.

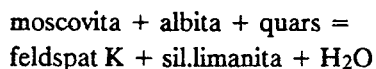
## Zona de la sil.limanita

La zona de la sil.limanita és caracteritzada per la primera aparició de fibrolita en els esquistos. La seva formació es realitza mitjançant diverses reaccions. Una part bastant minsa és produïda per la reacció del canvi de fase andalusita = sil.limanita. Malgrat això, la sil.limanita generada d'aquesta reacció es redueix a petits cristalls de fibrolita que envolten parcialment els porfiroblastos d'andalusita preexistents, però que mai arriben a pseudomorfitzar-la totalment (foto 1, làm. IV2) per aquest motiu, l'andalusita que roman per sobre de la isograda de la sil.limanita s'ha considerat metaestable. La major part de la sil.limanita generada en les roques pelítiques es produeix a temperatures i pressions superiors a la "primera isograda de la sil.limanita" (andalusita = sil.limanita), en relació amb les reaccions de desaparició de moscovita.

Els diagrames AKNa de les mostres analitzades de la zona de la sil.limanita presenten una composició de la moscovita bastant pura ( $Na/Na + K = 0.08$ ) i bastant restringida (interval de composició de 0.04). Contràriament, els feldspats presenten un espectre de composicions força amplis. Els cristalls de plagiòclasi contenen, en general, molt poc K substituint el Na però, en canvi, un contingut de Ca que pot ser elevat (andesina). El feldspat potàssic presenta des de composicions bastant pures (96% en pes de molècula d'Or) fins a composicions amb alt contingut en Na (70% en pes d'Ab), en forma micro a criptopertítica (foto 3, làm. IV2). Aquest ampli espectre de composicions dels feldspats en detriment d'una composició tan restringida de les miques denota el grau d'avançament de les reaccions de desestabilització d'aquestes per formar feldspats. Les línies de conjunció sil.limanita - albita, sil.limanita - moscovita - feldspat potàssic i sil.limanita - feldspat potàssic indiquen les paragènesis estables en aquesta zona i evidencien els diferents graus de desenvolupament de les reaccions.

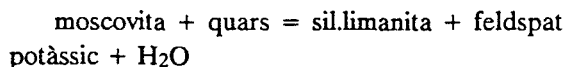
La desaparició de la moscovita es realitza per mitjà de dues reaccions (fig. IV.5):

a) desaparició *inicial* de moscovita:



(Evans i Guidotti, 1966; Chatterjee i Froese, 1975)

b) desaparició *final* de moscovita:



(Evans, 1965; Chatterjee i Johannes, 1974)

La primera reacció s'esdevé a temperatures més baixes que la segona, i es produeix per a moscovites amb un índex Na/Na + K elevat (fig. IV.10). Aquesta reacció és contínua, igual com la de desaparició de la paragonita, de manera que la moscovita que resta en equilibri amb la sil.limanita i feldspat potàssic formats està progressivament més enriquida en K. Igualment, el feldspat potàssic té inicialment un grau de solució sòlida de Na molt elevat i, a mida que progressa la reacció, la seva composició es va restringint cap a termes potàssics més purs.

Els feldspats potàssics amb proporció d'albita elevada es formen per mitjà d'aquesta reacció, a partir de la molècula d'albita continguda en la plagiòclasi i de la moscovita coexistent (relativament rica en Na (índex Na/Na + K mig)) i no observables en la roca actual. L'avanç d'aquesta reacció queda reflectit en les composicions més pures dels feldspats potàssics formats posteriorment. Així, l'anàlisi seriada dintre d'un mateix cristall indica un grau de solució

sòlida Na/K elevada cap al centre i una composició més potàssica cap a les vores, tal com s'observa en les anàlisis 412k1 (vora) i 412k2 (centre) de la taula 11.

La desaparició *final* de la moscovita també succeeix de manera contínua, de forma que la composició de la moscovita es va restringint cap a termes més potàssics (índex Na/Na + K baix) fins que s'arriba a la desaparició final de la moscovita a temperatures progressivament més elevades.

La formació de mirmequites en els contactes entre feldspat potàssic i sil.limanita o moscovita ha estat atribuïda a un procés retrògrad. La forma de les mirmequites, amb vores convexes cap als feldspats i projectades des dels cristalls de moscovita o des de les agulles de fibrolita, vorejades o reemplaçades per moscovita, condueixen a pensar que les mirmequites es formen per una reacció d'hidratació, a expenses del feldspat potàssic i de la sil.limanita (foto 2, lám. IV2).

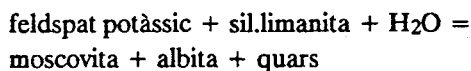
La reacció de formació de les mirmequites ha estat deduïda a partir d'un conjunt d'observacions petrogràfiques i de les dades de les anàlisis efectuades:

-La intervenció de feldspat potàssic, sil.limanita, moscovita i plagiòclasi en la mirmequita.

-la composició similar de les plagiòclasis i de les mirmequites analitzades en una mateixa mostra.

-l'absència de component càlcic en el feldspat potàssic analitzat en les mostres on es desenvolupen les mirmequites.

Aquests condicionants suggereixen la següent reacció:



(Ashworth, 1972)

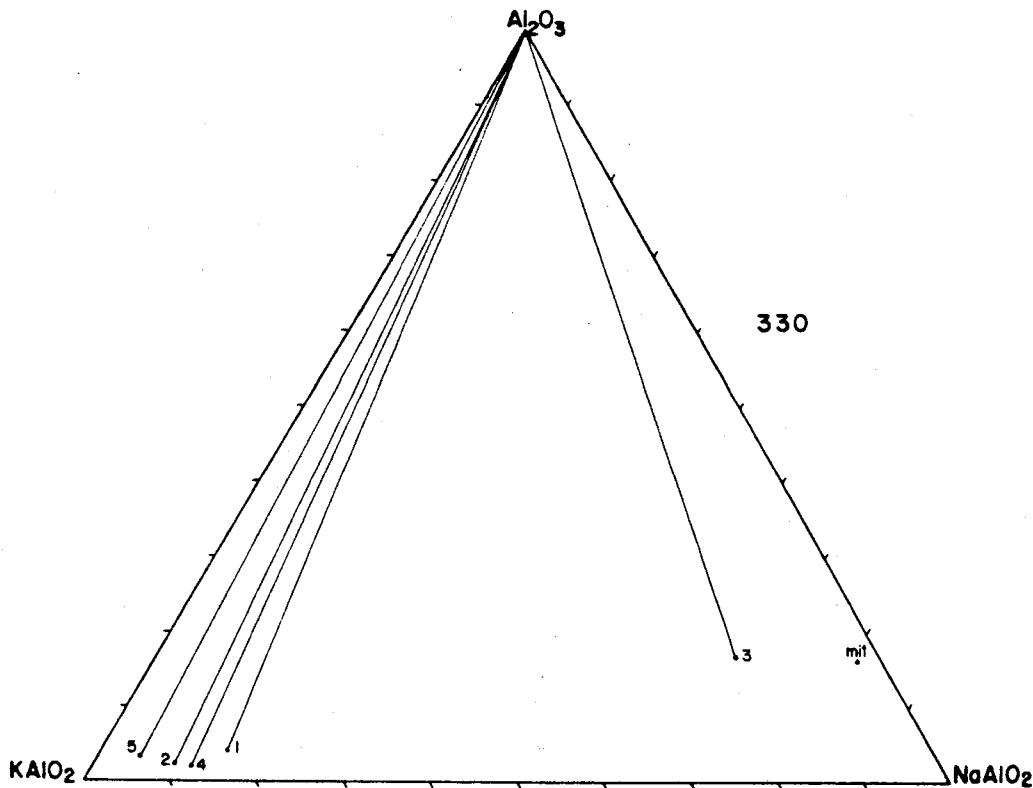


Figura IV.10. Compatibilitat mineralògica en el sistema AKNa de la zona de la sil.limanita.

Cal observar que aquesta és la inversa de la reacció prògrada de la deshidratació de la moscovita (fig. IV.8), que també té lloc en l'àrea estudiada. En base a ella, la formació de mirmequites tindria, majoritàriament, un origen per reemplaçament metasomàtic (hipòtesi de Becke), ja que el sistema és obert i entren fluids de l'exterior. No es pot descartar, però, que hi hagi hagut, en menor mesura, una influència mixta per exsolució del feldspat potàssic en un sistema tancat (hipòtesi de Schwantke); en aquest sentit l'origen s'hauria de considerar poligenètic (Phillips, 1980).

Tot i que la retrogradació de les paragènesis d'alt grau per les mirmequites és un fet bastant freqüent, el seu desenvolupament és incipient en l'àrea estudiada tal com ho mostra el fet que mai

arriben a reemplaçar totalment els feldspats potàssics sino que es troben exclusivament a la vora d'aquells que estan en contacte amb sil.limanita i que, igualment, mai s'observen cristalls individualitzats de quars de formes botrioidals, característics de mirmequites amb una història llarga.

Els diagrames AFM realitzats per a cada una de les diverses mostres analitzades de la zona de la sil.limanita (fig. IV.11) mostren les línies de conjunció de les paragènesis estables: sil.limanita - biotita i sil.limanita - biotita - cordierita.

La paragènesi sil.limanita - biotita és representada per a la mostra 312 la qual, no presenta cordierita. La resta de mostres analitzades con-



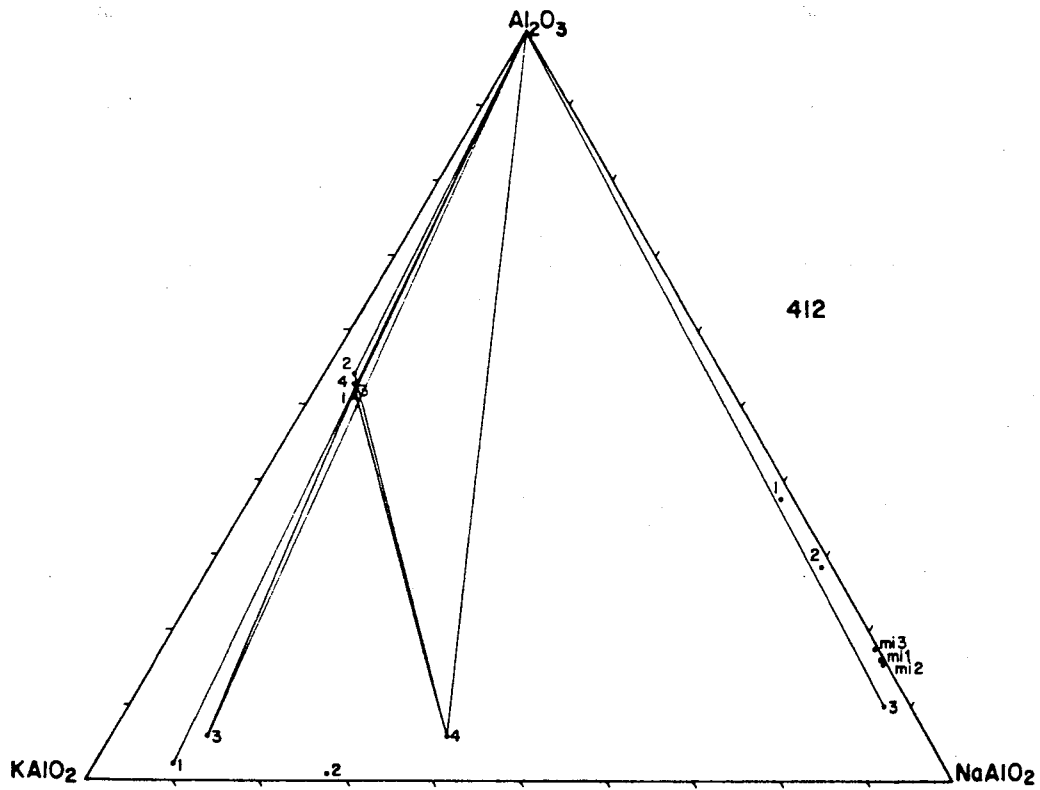
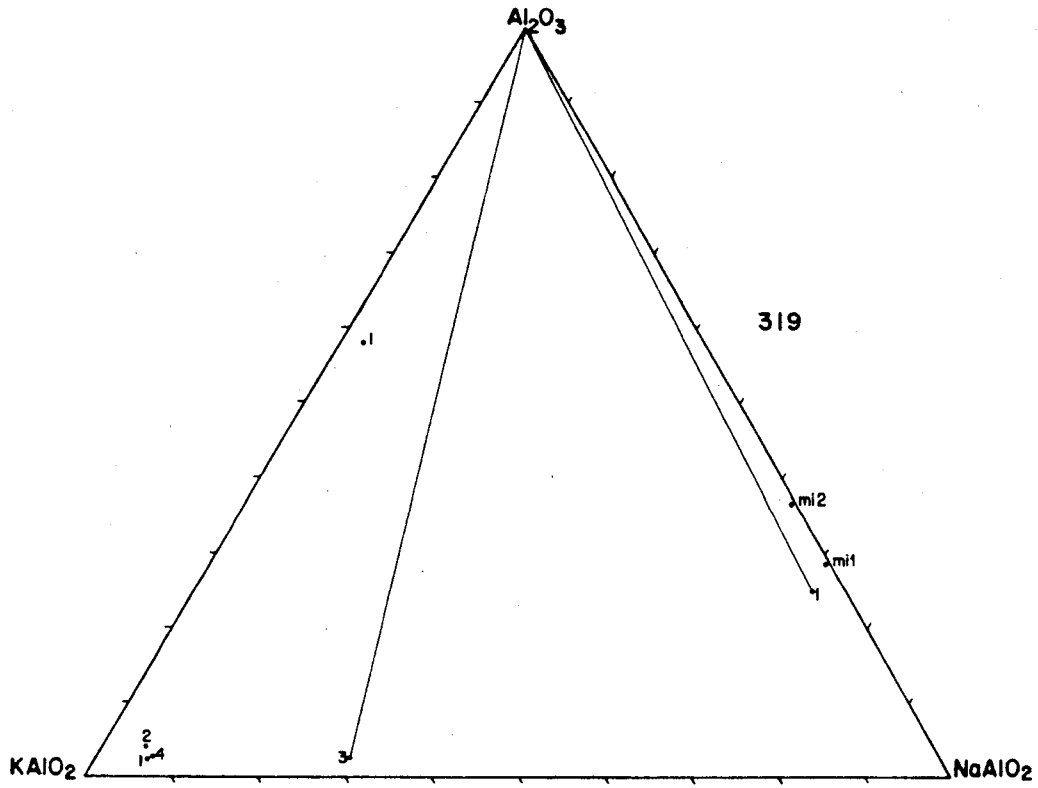
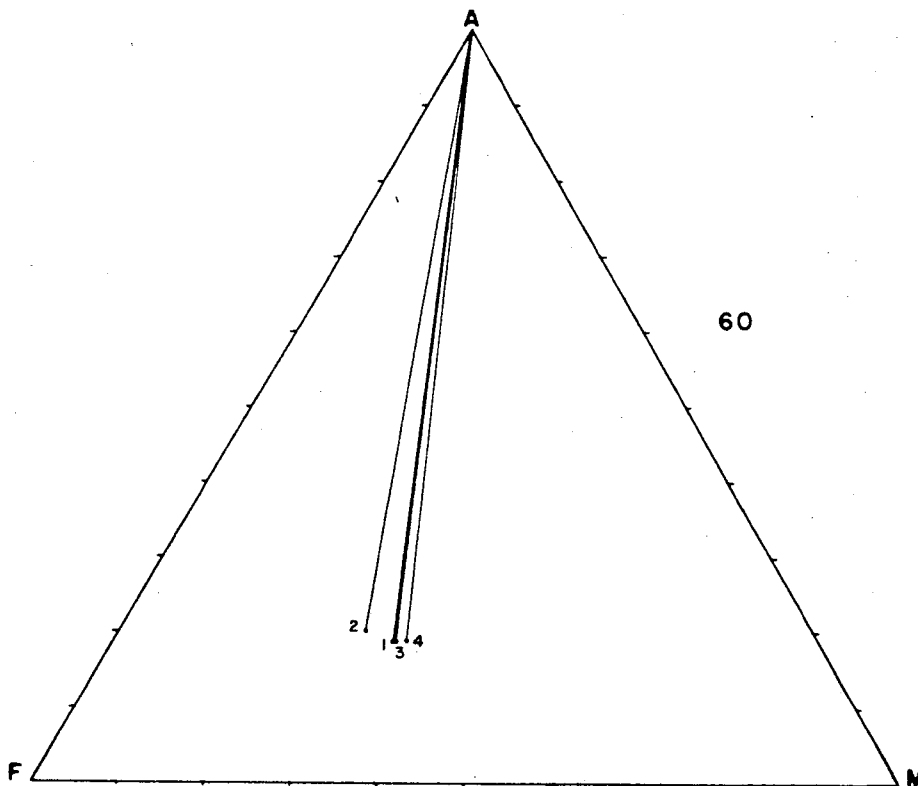
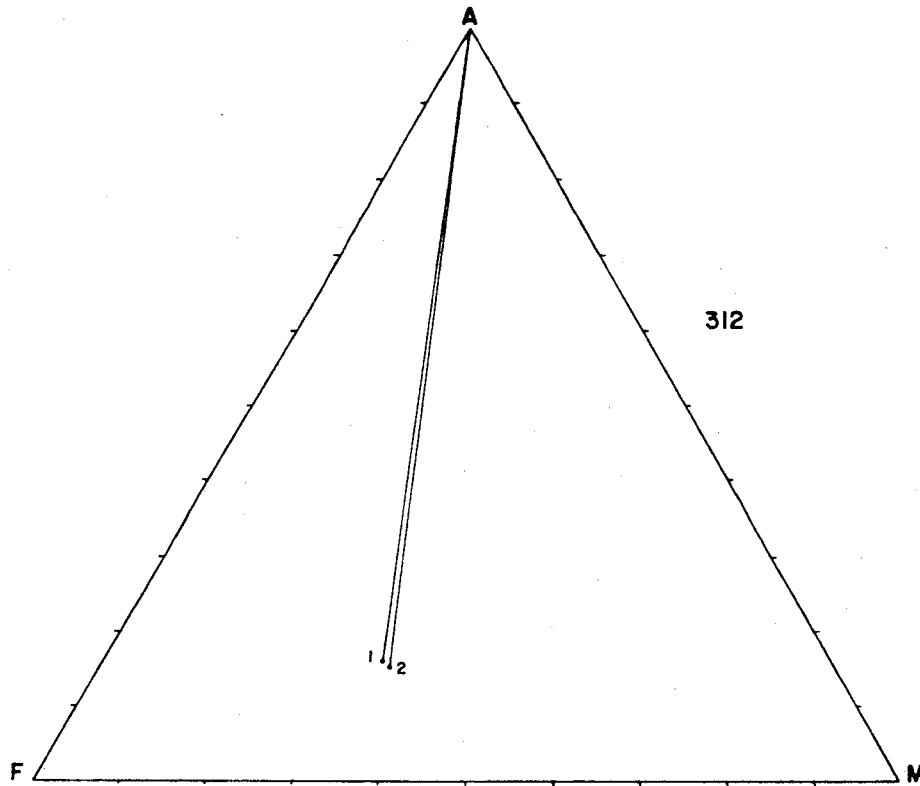


Figura IV.10. Compatibilitat mineralògica en el sistema AKNa de la zona de la sil.limanita.



**Figura IV.11 a.** *Compatibilitat mineralògica del sistema AFM de la zona de la sil.limanita. 312: biotita + sil.limanita sense cordierita; 60: biotita + sil.limanita amb cordierita present però no analitzada.*

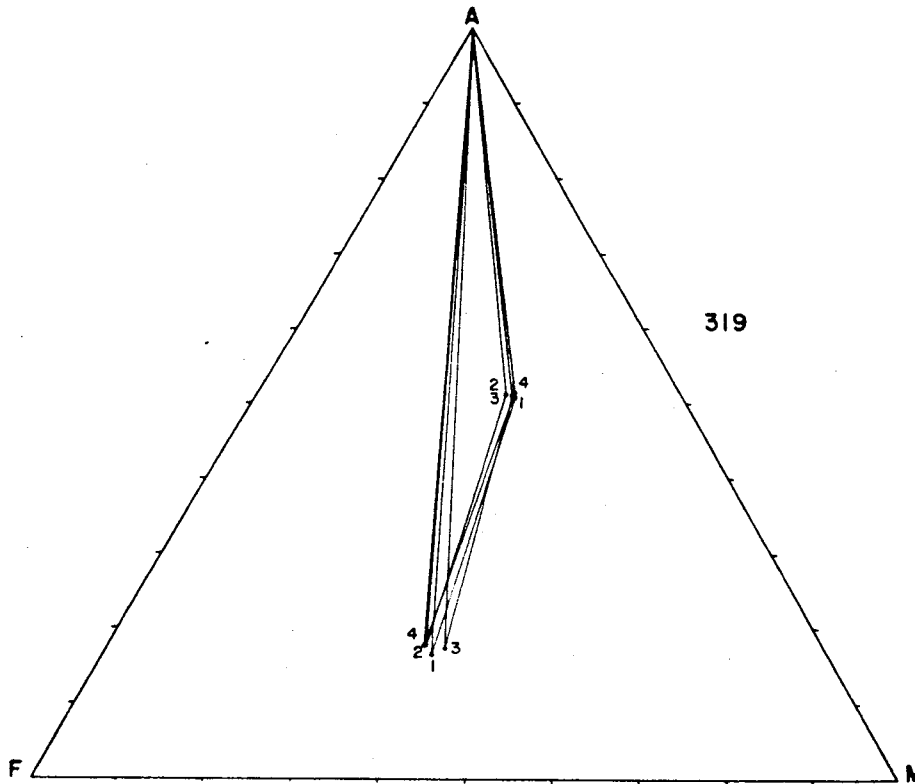
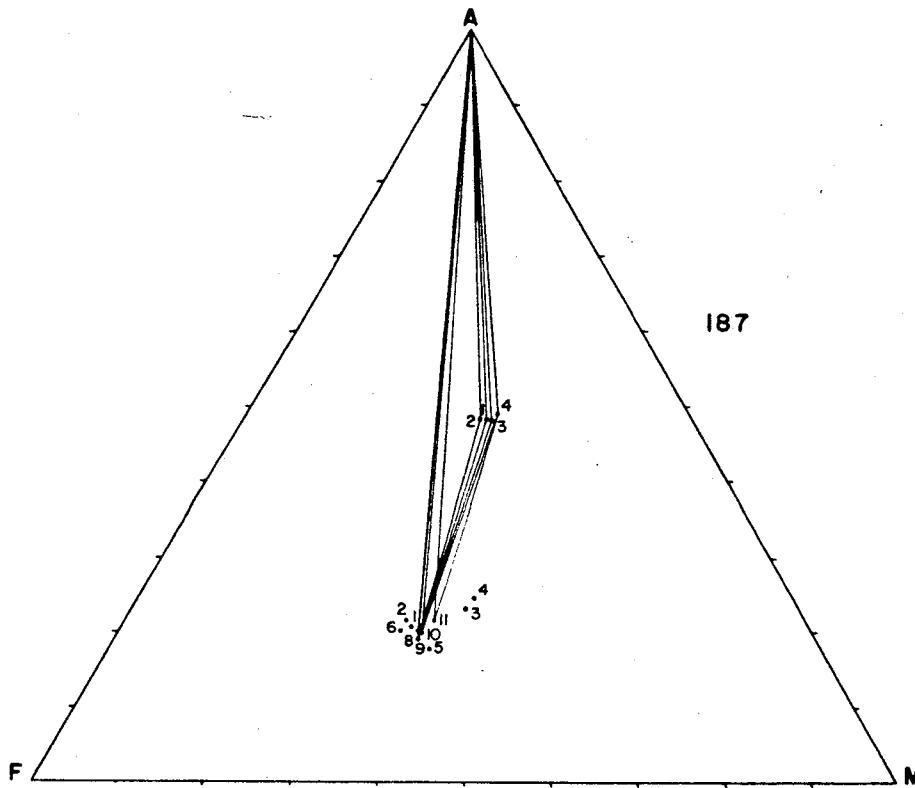


Figura IV.11b. Compatibilitat mineralògica del sistema AFM de la zona de la sil.limanita.

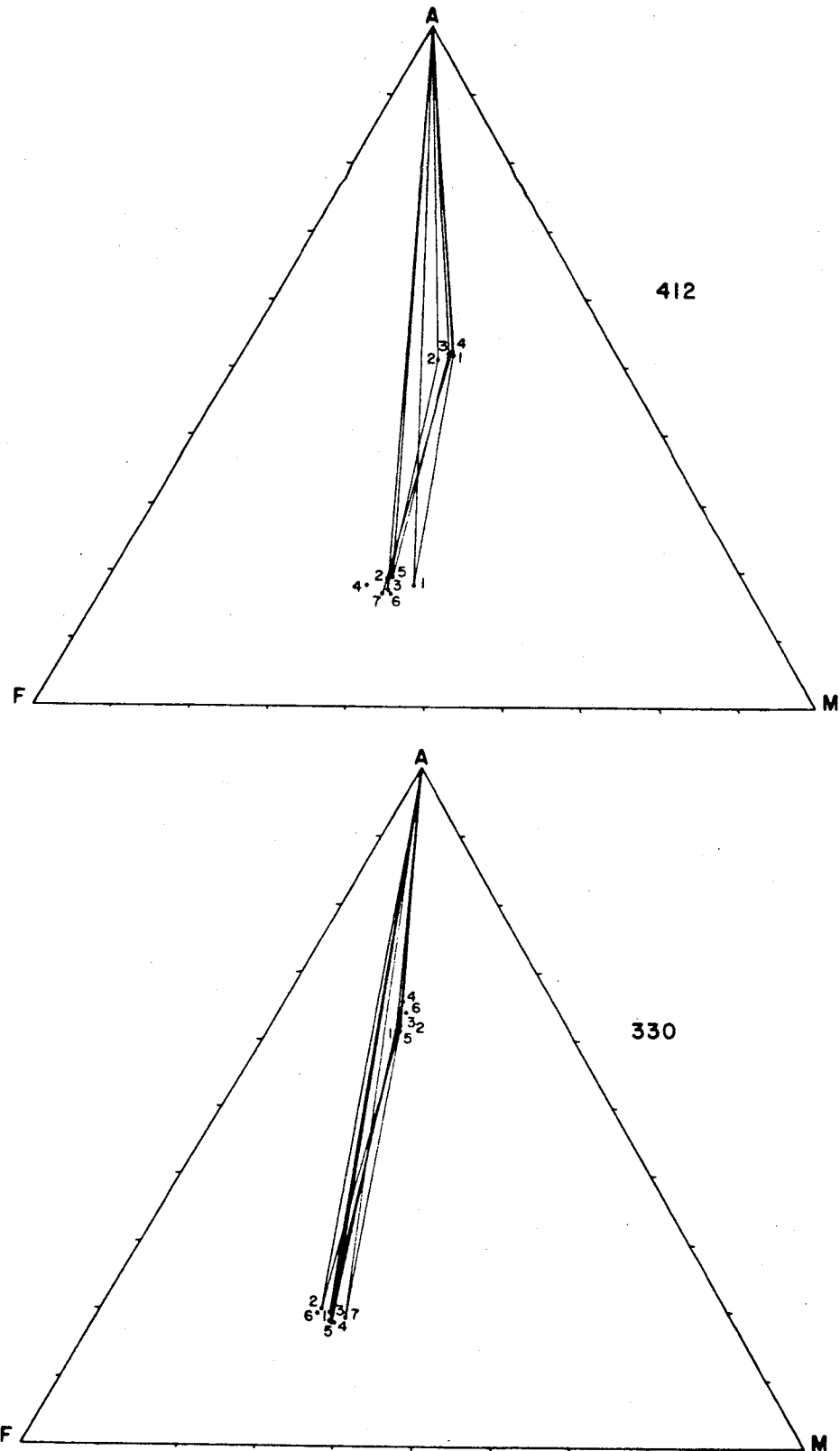


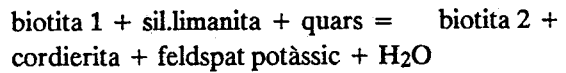
Figura IV.11c. Compatibilitat mineralògica del sistema AFM de la zona de la sil.limanita.

tenen els tres minerals, malgrat que en la 60 no ha estat analitzada la cordierita. Per aquesta raó se li ha assumit una composició mitjana entre la resta de les analitzades i s'han marcat discontinües les línies de conjunció sil.limanita - cordierita i biotita - cordierita a la figura IV.12.

Els diferents diagrames AFM presenten una composició de la cordierita bastant restringida dintre d'una mostra donada i una composició relativament més àmplia de la biotita. En aquelles mostres que contenen ambdós minerals s'observa, en general, una variació sistemàtica del contingut de Fe i Mg, en el sentit que una biotita amb una relació Fe/Mg elevada tendeix a formar paragènesi amb una cordierita de relació també elevada i viceversa. Així, aquesta relació tendeix a ser constant (coeficient de partició  $K_D$  constant) i les línies de conjunció tendeixen a paral·lelitzar-se. En alguns casos però, les línies biotita - cordierita d'una mateixa mostra es creuen; aquest fet ha estat atribuït a l'error analític. En la mostra 312, amb biotita i sense cordierita, (fig. IV.11 C) la fracció molar de Fe alta en la biotita indica, exclusivament, una major disponibilitat relativa de Fe que de Mg en el subsistema. La seva composició no obstant, no és comparable amb la de les altres mostres, donat que, al no coexistir biotita amb cordierita no s'ha efectuat una partició dels minerals ferro-magnèsics.

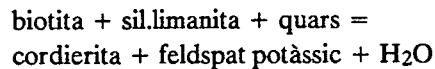
La figura IV.12 mostra, de manera sintètica, les relacions de fase de la zona de la sil.limanita. En ella s'observen unes composicions molt similars de les biotites i cordierites de les mostres 187, 319 i 412, amb una lleugera migració simultània de les composicions de les biotites i cordierites; igualment, destaquen la composició més fèrrica de la biotita i cordierita de la mostra 330 i la intersecció de les línies de conjunció sil.limanita - biotita de les mostres 60, 187, 319 i 412 amb la línia cordierita - biotita de la mostra 330. La variació progressiva del contingut de Fe i Mg de les mostres analitzades i la intersecció de les línies de conjunció són indicatives del desenvolupament d'una reacció contínua entre les

parelles intersectades: biotita - sil.limanita i biotita - cordierita que es pot expressar:

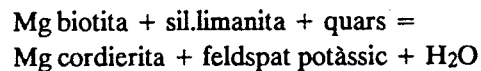
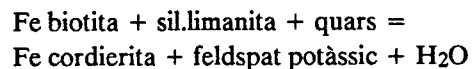


(Blumel i Schreyer, 1977)

Amb l'increment de temperatura la relació Fe/Mg de les biotites i cordierites esdevé progressivament més similar i el camp de tres fases biotita - sil.limanita - cordierita s'estreny fins arribar a la reacció terminal:



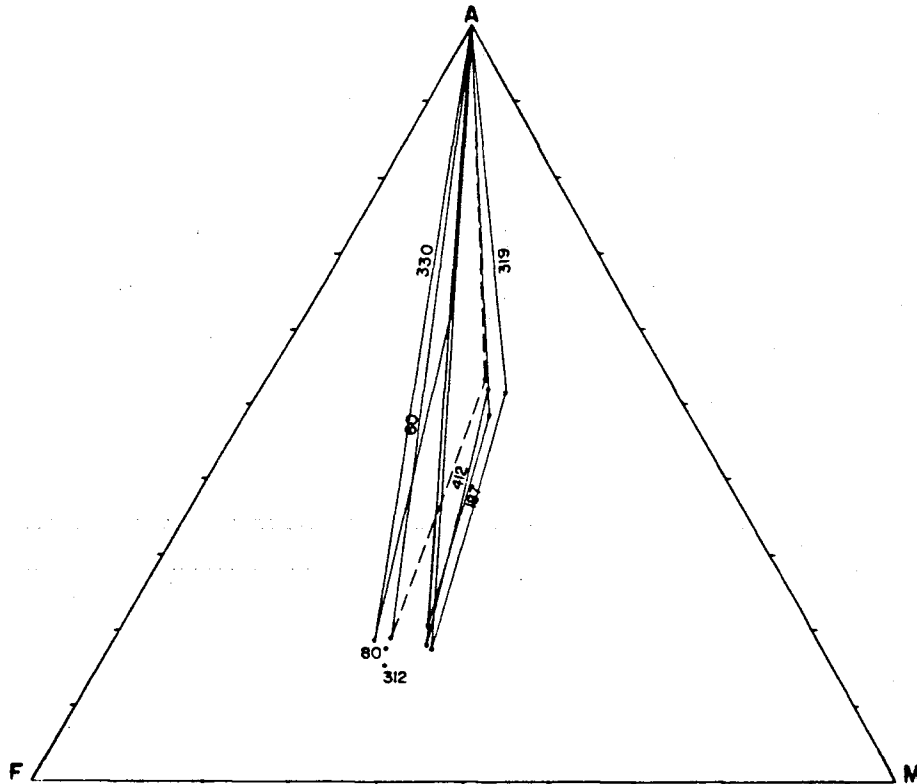
La presència de quatre fases en equilibri en el sistema resultant de la reacció contínua de Blumel i Schreyer, s'explica pel fet que el nombre de variables en aquest sistema ha augmentat en 1 respecte dels sistemes fins ara descrits, ja que, a més de les variables generals P, T,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  s'ha de tenir en compte la fracció molar del Fe i Mg de la biotita i de la cordierita. Així l'equació anterior es pot desdoblar en les dues reaccions:



En aquest cas la regla de les fases s'expressa:

variança = núm variables - núm relacions  
 variables: P, T,  $P_{H_2O}$  ( $X_{H_2O}$ ),  $X_{fe}^{bi}$ ,  $X_{fe}^{cd}$  = 5  
 relacions = 2

Els graus de llibertat presents en aquest sistema són 3, per tant, el sistema és, com a mínim trivariant, és a dir, si es fixen tres de les variables considerades encara romandran dos graus de llibertat. Per fixar-lo, sempre caldrà saber quatre variables i, per tant, per saber la temperatura, per exemple, caldrà conèixer la pressió, pressió



**Figura IV.12.** Síntesi de les associacions mineralògiques de la zona de la silimanita. La migració de les composicions de biotita i cordierita de termes més magnèsics a termes més fèrrics en les diferents mostres indica la consecució de la reacció  $Bt + Sil + Qtz = Crd + Kfs + H_2O$ .

d'aigua i la relació Fe/Mg dels minerals considerats.

Les reaccions de formació de cordierita i feldspat potàssic a partir de les diferents relacions Fe/Mg de les cordierites estan representades a la figura IV.13 segons els estudis experimentals de Holdaway i Lee (1977) i Lee i Holdaway (1977). En aquests diagrames, efectuats per a diferents  $P_{H_2O}$ , s'observa que un increment de temperatura resulta en un desplaçament cap a composicions més fèrriques de les biotites i cordierites i, al contrari, un increment de pressió resulta en una migració cap a composicions més magnèsiques d'ambdós minerals. Així, un procés eminentment tèrmic, presentarà una trajectòria d'enriquiment progressiu en Fe i un procés dominat per la pressió presentarà una trajectòria d'enriquiment en Mg. En tots els casos, la resultant dels dos moviments relatius serà la que reflectirà la trajectòria general del sistema.

Quant a la zona estudiada, el camí seguit pel metamorfisme regional en les roques pelítiques, presenta una forta dependència de la temperatura (fig. IV.14). Si la trajectòria general del sistema no varia, com cal esperar, durant el desenvolupament d'aquesta reacció, les composicions de les biotites i cordierites evolucionaran cap a un enriquiment en Fe en les roques de grau progressivament més elevat. D'aquesta manera es podrà afirmar que la migració observada en el diagrama AFM de la figura IV.12 progressarà cap a l'extrem més fèrric a mida que augmenti el grau de metamorfisme.

Finalment, per aproximar la pressió i temperatura màximes assolides en el procés estudiat, cal tenir en compte el paper de la fase volàtil. En la figura IV.13 es representa l'efecte de la  $P_{H_2O}$  en la reacció precedent, així com l'acotament del camp on es produeix per a les diferents  $P_{H_2O}$ . El canvi de fase andalusita = sil.limanita (Greenwood, 1976), per la part inferior i la coexistència de cordierita amb granat per la part superior marquen els límits de la reacció. La corba de fusió del sistema Q - Ab - Or

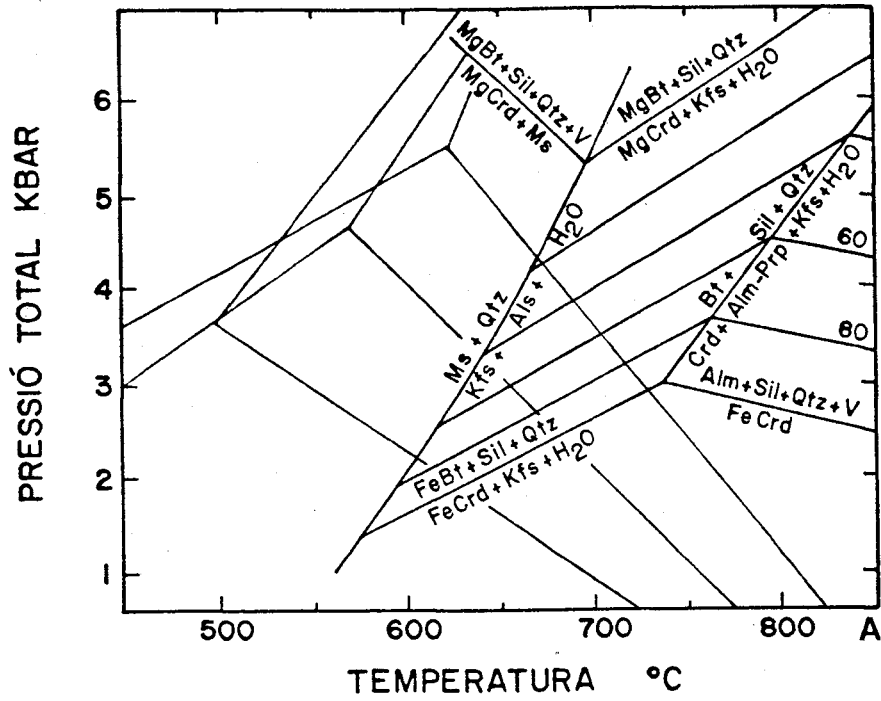
actua també, en alguns casos, com a límit superior, ja que, per sobre de la corba de fusió, la verificació de la reacció estudiada en el camp univariant és hipotètica i que en la zona estudiada no ha estat observada fusió en els esquistos. Una anàlisi del sistema a les diverses  $P_{H_2O}$  permet delimitar millor el camp P - T de la zona estudiada:

1) En totes les reaccions desenvolupades en aquest apartat, s'ha considerat la disponibilitat total de la fase volàtil en la zona estudiada ( $P_{H_2O} = P_{Tot}$ ). Si aquest segueix sent el cas (fig. IV.13A), l'acotament produït per les reaccions citades en el paràgraf anterior, restringeix molt el camp on es pot desenvolupar la reacció (fig. IV.13A). Si, a més, es pren la limitació donada per la fracció molar del Fe de les cordierites de les mostres analitzades (taula 14) (valors mitjans 187:  $X_{Fe}^{Cd} = 0.45$ ; 319:  $X_{Fe}^{Cd} = 0.39$ ; 330:  $X_{Fe}^{Cd} = 0.55$ ; 412:  $X_{Fe}^{Cd} = 0.44$ ) s'observa que el camp on es pot produir la reacció se situa entre els 630 a 650°C i els 2,9 a 3,2 kbars.

2) Si la pressió de la fase fluida és inferior a la pressió total, la reacció s'esdevé a temperatures inferiors i pressions superiors (comparar fig. IV.13 A, B, C, D). De la mateixa manera, la corba de fusió del sistema Q - Ab - Or es desplaça cap a temperatures més elevades. Així, els límits de la reacció són menys definits a mida que la  $P_{H_2O}$  disminueix i resulta més difícil acotar la reacció. Atès que no és possible calcular la  $P_{H_2O}$ , només es pot deduir que la temperatura i pressió màximes assolides es troben entre 600 - 665°C i 2,5 - 3,8 Kbars a  $P_{Tot} = 0.8 P_{H_2O}$ ; 575 - 640°C i 2,5 - 3,9 Kbars a  $P_{Tot} = 0.6 P_{H_2O}$ ; 540 - 650°C i 2,3 - 4,1 Kbars a  $P_{Tot} = 0.4 P_{H_2O}$ . Sigui quina sigui la  $P_{H_2O}$  regnant, el valor de la temperatura màxima assolida en el sistema oscil·la al voltant dels 650°C i la pressió màxima prop dels 3,4 Kbars.

$$P_{H_2O} = P_{TOT}$$

Metamorfisme regional



$$P_{H_2O} = 0,8 P_{TOT}$$

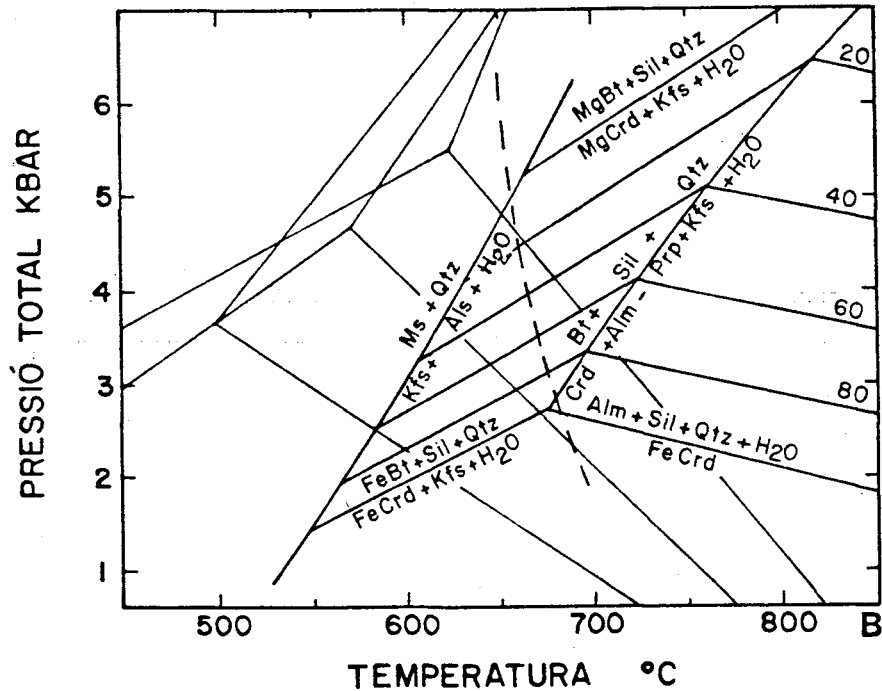
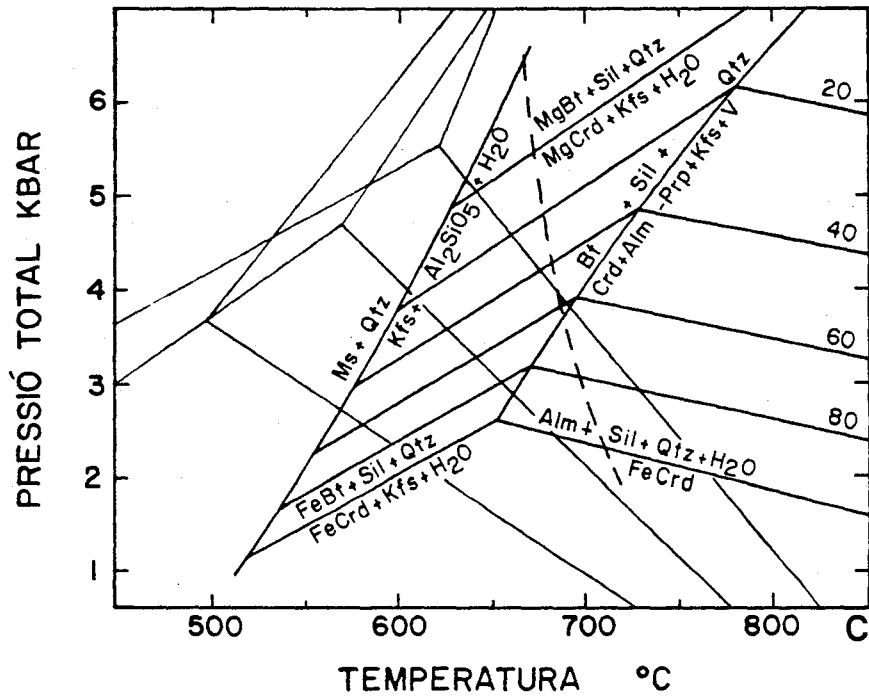


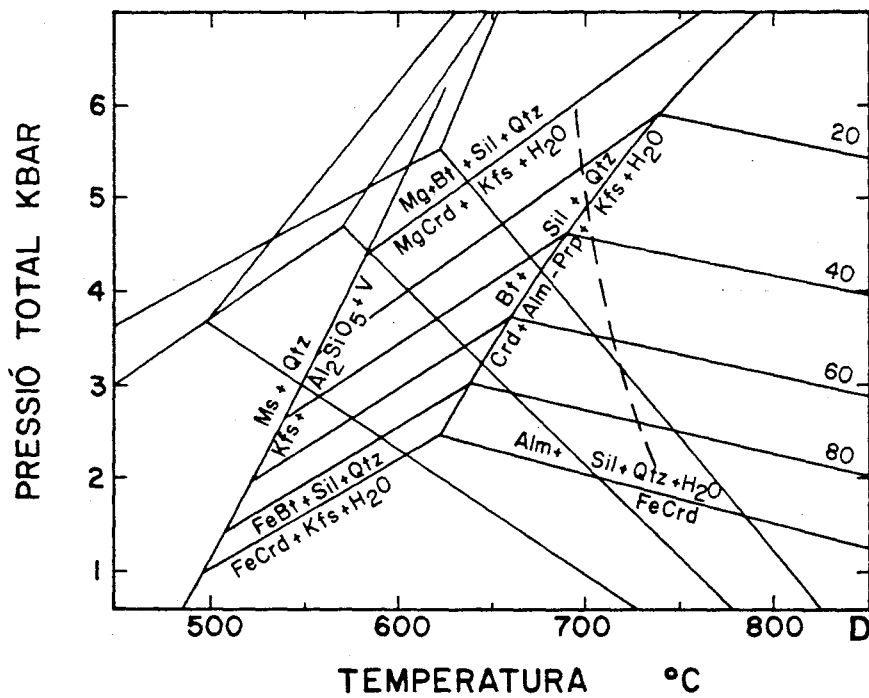
Figura IV.13. Corbes P - T per a la reacció  $Crd + Kfs + H_2O = Bt + Sil + Qtz$  a diferents  $P_{H_2O}$ , calculades per Holdaway i Lee, 1977 (A i D) i Lee i Holdaway, 1977 (B i C). El feldspat potàssic té un 20% mols d'albita i el granat un 7% mols de grosulària + espesartina. Els números (20, 40, 60, 80) es refereixen a la fracció molar (Fe/Fe + Mg) de la cordierita estable amb els productes de la reacció. Les reaccions per sobre de la corba de fusió són hipotètiques.



$$P_{H_2O} = 0,6 P_{TOT}$$



$$P_{H_2O} = 0,4 P_{TOT}$$



Les corbes de fusió mínima del granit es basen en les dades de Kerrick, 1972: (1)  $X_{H_2O} = 1$ ; (2)  $X_{H_2O} = 0,8$ ; (3)  $X_{H_2O} = 0,6$ ; (4)  $X_{H_2O} = 0,4$ . La reacció  $Ms + Qtz = Al_2SiO_5 + Kfs$  es basa en les dades de Chatterjee i Johannes, 1974, modificada pels autors de les corbes a  $X_{H_2O} = 1$  segons dades de Kerrick, 1972 i Thompson, 1974. Les corbes dels aluminosilicats són de Holdaway, 1971, (5); Greenwood, 1976, (6) i Richardson et al, 1969, (7).

IV.2.5. CONCLUSIONS

La trajectòria general seguida pel metamorfisme de les roques pelítiques es mostra a la figura IV.14. Aquesta trajectòria s'ha realitzat per a condicions de  $P_{H_2O} = P_{Tot}$ , donat que durant la major part del procés metamòrfic, si no tot, es considera la disponibilitat total de la fase fluida. Aquesta trajectòria està condicionada per diverses observacions:

- La presència d'andalusita en la zona de grau més baix marca el límit inferior del metamorfisme en els esquistos.

- Les reaccions de deshidratació de la paragonita ( $pa + qtz = ab + Al_2SiO_5 + H_2O$ ;  $pa + qtz = ab + ms + Al_2SiO_5 + H_2O$ ) es produeixen a temperatures molt properes al límit del camp d'estabilitat de l'andalusita i la silimanita.

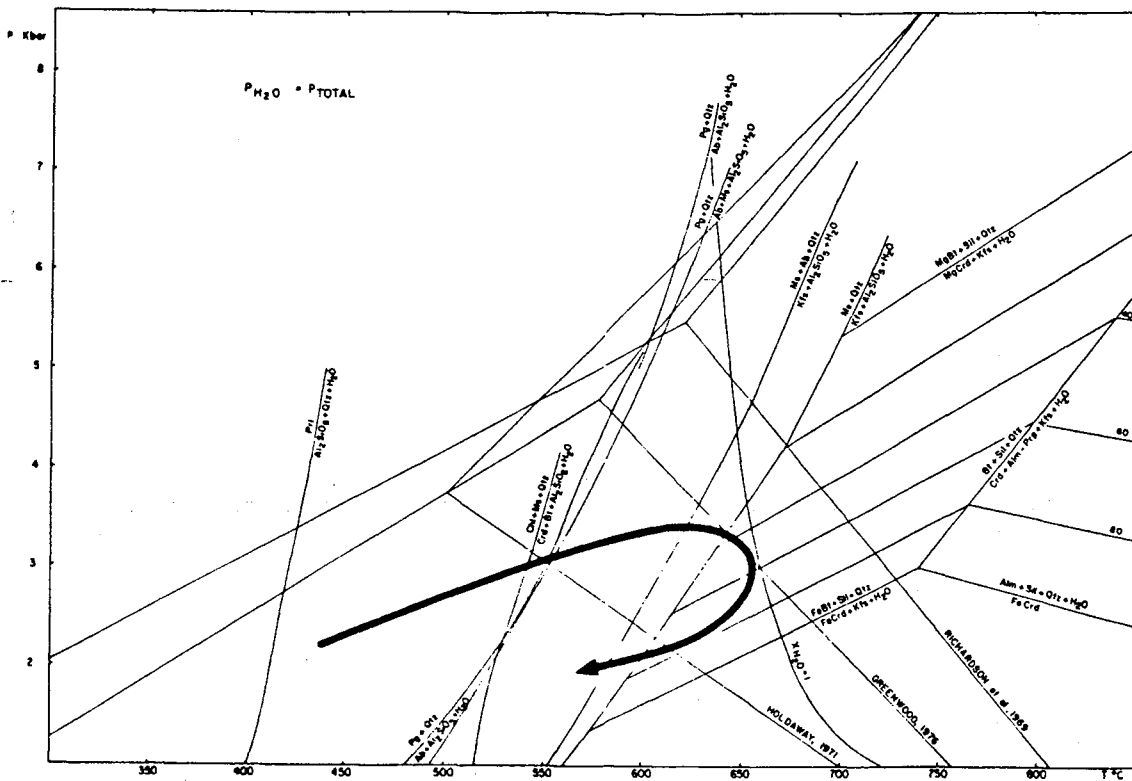


Figura IV.14. Trajectòria seguida pel metamorfisme de les roques pelítiques del Massís del Roc de Frausa.

- La partició Fe/Mg de biotita i cordierita restringeix en el camp P - T el desenvolupament de la reacció  $bt + sil + qtz = crd + Kfs + H_2O$  i, juntament amb les observacions microscòpiques, indiquen una progressió de la reacció cap a condicions més fèrriques amb l'augment de temperatura i determinen el grau màxim de metamorfisme.

- L'absència de fusió, si no en tota la zona estudiada, sí en les mostres analitzades, marca el límit superior del metamorfisme.

- La presència de moscovita posterior al clímax metamòrfic, alterant els aluminosilicats i la cordierita, defineix una trajectòria retrògrada dels esquistos.

Cal observar que en la trajectòria s'ha utilitzat com a referència del canvi de fase andalusita = sil.limanita la recta definida per Holdaway (1971) i no les definides per Greenwood (1976) i Richardson et al (1969). Aquest fet ha estat motivat per la dificultat d'acomplir-se les condicions anteriors si es prenen com a referència les corbes dels altres dos autors. Això és evident,

sobretot, amb les dades experimentals de Richardson, segons les quals no podrien coexistir la sil.limanita amb biotites i cordierites de relació Fe/Mg com les analitzades, ni en condicions de  $P_{H_2O} - P_{Tot}$ , com es desprèn dels diagrames de la figura IV.13.

Si es pren com a referència la recta del canvi de fase andalusita = sil.limanita de Greenwood, la trajectòria de les metapelites s'ha de desplaçar cap a pressions més elevades (properes als 4 Kbars). Per aquesta pressió, a més, la cordierita seria estable amb granat (Newton i Wood, 1979). La trajectòria per produir-se la reacció  $bt + sil + qtz = crd + kfs + H_2O$ , s'hauria de modificar notablement durant el clímax cap a una disminució de la pressió.

Les condicions de pressió i temperatura màximes aproximades per al metamorfisme regional de les metapelites del Roc de Frausa és de 3,1 Kbar i 650°C. El gradient geotèrmic de la zona estudiada és, doncs, força alt: 57°C/Km, molt semblant a altres gradients calculats en altres massissos paleozoics del Pirineu i evidencia el procés eminentment tèrmic del metamorfisme hercinià del massís del Roc de Frausa.

## Làmina IV. 2      Metamorfisme regional

**Foto 1.** *Cristall d'andalusita zonat amb les vores desestabilitzades i amb sil.limanita formada a la seva vora. Nícols paral.lels.*

**Foto 2.** *Cristall de feldspat potàssic pertític amb formació de mirmequita al contacte entre aquest i fibrolita reemplaçada per moscovita. La forma convexa de la mirmequita cap al feldspat potàssic indica la formació d'aquesta a partir d'una reacció d'hydratació del feldspat potàssic. Nícols creuats.*

**Foto 3.** *Detall del cristall de moscovita de la foto anterior. La moscovita té les vores desestabilitzades i presenta formes totalment irregulars. Nícols creuats.*

**Fotos 4 i 6.** *Moscovita (Ms4) que reemplaça andalusita en la subzona andalusita - moscovita. Nícols paral.lels.*

**Foto 5.** *Moscovita que reemplaça sil.limanita (Ms4) en la subzona sil.limanita - moscovita. Nícols creuats.*

**Foto 7.** *Cristalls de feldspat potàssic pertítics en contacte amb moscovita i fibrolita. A les vores del feldspat potàssic es desenvolupen mirmequites. Nícols creuats.*

**Foto 8.** *Feldspat potàssic pertític en contacte amb sil.limanita i cordierita. Nícols creuats.*





## B. AMFIBOLITES

Els nivells amfibolítics es troben intercalats dintre de la sèrie metapelítica cambro-ordoviciana de tot el massís del Roc de Frausa. Al nord de la zona estudiada, a l'est del Pic de Bolaric hi ha un nivell d'amfibolites en contacte amb els gneissos ocellars. En general formen nivells molt poc potents (de 5 a 20 cm) i discontinus. Excepcionalment, com en el cas de les amfibolites que hi ha en contacte amb els gneissos, poden presentar un gruix de 7 o 8 metres. L'escassetat i la discontinuïtat d'aquest tipus litològic ha motivat que no hagi estat utilitzat per definir la zonació metamòrfica del massís. Això no obstant, les paragènesis presents en aquestes roques han estat utilitzades per comparar amb l'evolució metamòrfica obtinguda a partir de les metapelites, donada la gran sensibilitat que presenten als canvis mineralògics prògrades. Així mateix, també han estat descrits els canvis retrògrades observats en aquestes roques.

Les característiques microestructurals i la mineralogia d'aquestes amfibolites denoten, com es veurà al llarg d'aquest apartat, un origen ortoderivat.

Els nivells amfibolítics són, a tot arreu, paral·lels a la foliació regional. En l'aflorament es reconeixen bé per l'aspecte molt fosc, quasi negre i massís que presenten, amb mida de gra molt fina, o bé per un bandat mineralògic més o menys prim de nivells clars (plagioclàsics) i foscos (amfibòlics). Sovint estan associats als marbres o als "nivells ben laminats", amb quarsites, esquistos quars feldspàtics i roques calcosilicatades.

### IV.2.6. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA

#### Mineralogia i associacions minerals

Les paragènesis observades en les amfibolites són:

- amfibol - plagiòclasi
- amfibol - epidot
- amfibol - biotita
- plagiòclasi - biotita
- piroxè - plagiòclasi
- piroxè - amfibol

L'amfibol i la plagiòclasi estan sovint zonats. L'amfibol mostra una coloració verda pàlida al centre dels cristalls i verda més fosca a marronosa a les vores. L'anàlisi química d'alguns d'aquests amfibols zonats dona composicions hornblèndiques, segons la nomenclatura de Leake (1978). La zonació de les plagiòclasis és normal, amb les vores més sòdiques i el centre lleugerament més càlcic, o bé a clapes. La zonació normal es deu probablement a retrogradació. Els piroxens s'han classificat òpticament com a diòpsids. Els analitzats pertanyen a la sèrie diòpsid - hedembergita i es classifiquen concretament com a salita (segons la nomenclatura de Poldevaart i Hess, 1951). Els minerals accessoris més abundants són els minerals opacs. En alguna secció prima es distingeixen dos opacs diferents coexistent, ilmenita i magnetita. En altres seccions, on els nivells amfibòlics alternen amb nivells d'esquistos amfibòlics (esquistos amb biotita i amfibols) s'hi troba algun cristall de quars. En menor quantitat s'observa zircó, inclòs en biotita i apatita. Les biotites i els epidots es poden trobar també com a minerals d'alteració. La biotita altera i pseudo-morfitzza, a vegades, l'amfibol. La clorita pot

provenir també d'amfíbol, l'epidot d'amfíbol o plagiòclasi, i les miques blanques i l'esfèn, de plagiòclasi. Finalment, com a producte d'alteració de la ilmenita, s'observa rútil.

#### Microestructura

Al microscopi presenten una microestructura esquistosa marcada per la cristallització mimètica dels minerals i un bandat mineralògic format essencialment per plagiòclasis i amfibols. Predominen els nivells molt rics en amfibols, els quals alternen amb d'altres, generalment més prims, de plagiòclasis, o d'amfibols i plagiòclasis. Els prismes d'amfibols i les ilmenites i biotites, quan n'hi ha, s'orienten paral·lelament a la foliació. Els amfibols presenten, a vegades, una microestructura lineada, observable al microscopi per les nombroses seccions basals perpendiculars a les làmines primes. Les plagiòclasis tenen microestructura granoblàstica. Les vores de gra entre amfibols i plagiòclasis són rectes, racionals coherents o semicoherents, tant en les vores pròpies com en les d'interfase. Abunden els punts triples, amb angles de  $120^\circ$  entre amfibols i plagiòclasis d'un mateix nivell i les vores de gra amb angles de  $90^\circ$  entre nivells. En mostres més alterades els nivells més clars corresponen a bandes riques en epidot + clorita + esfèn + òxids de ferro.

En una mostra han estat observats poiquiloblastos d'amfibols desorientats, de mida superior a la dominant en la mostra. Aquesta textura blàstica se sobreimposa a la foliada, encara visible, i genera un empobriment de màfics en una aurèola concèntrica al seu voltant. Aquests blastos han estat atribuïts al metamorfisme de contacte, ja que aquest nivell d'amfibolites és només a uns 100 metres del contacte amb la tonalita intrusiva. Aquest ha estat l'únic indret i l'únic tret visible en les amfibolites atribuïble al metamorfisme de contacte.

## IV.2.7. ANÀLISI PETROGRÀFICA

### Plagiòclasi

La plagiòclasi es presenta en dues posicions estructurals diferents:

a) en porfiroblastos envoltats per la foliació, de mida de gra superior a la de la matriu de la roca (P1).

b) formant part de la matriu de l'amfibolita (P2).

Les plagiòclasis porfiroblàstiques (P1) són menys freqüents que les de la matriu (P2). Els porfiroblastos de plagiòclasi es reconeixen per la seva mida de gra, notablement més gran que la de les plagiòclasis que formen la matriu de l'amfibolita. Presenten mides de gra de l'ordre d'1 mm, tot i que ocasionalment poden arribar fins a 3 ó 4 mm. En aquests casos es reconeixen a ull nu, per la qual cosa potser seria més correcte anomenar la roca gneiss amfibòlic. No s'ha fet així perquè aquests blastos de plagiòclasi són ocasionals. Els porfiroblastos de plagiòclasi estan envoltats per la foliació regional, tret que els dóna una aparença pre-esquistosa. Són poiquiloblàstics, una mica elongats, i s'observa un lleu aixafament paral·lel a la foliació. Inclouen cristalls d'hornblenda orientats paral·lelament a la foliació regional. Aquest fet indica una recristallització de les plagiòclasis contemporània o posterior a la cristallització dels amfibols que hi estan inclosos. Sovint presenten macles segons la llei de l'albita, de la periclina o ambdues. Els plans de macla es disposen segons la foliació o formant-hi un angle baix. Ocasionalment, els plans de macla de la plagiòclasi poden estar resseguits per les hornblendes que té incloses. Els blastos de plagiòclasi tendeixen a recristallitzar en mides de gra més petites, comparables a les de la matriu.

Els porfiroblastos de plagiòclasi presenten una zonació, generalment a clapes. A voltes, la zonació s'identifica per l'alteració diferencial dels



blastos. Les zones més càlciques del porfiroblast s'alteren a epidot (zoïsit - clinozoïsit) i les més sòdiques a sericita. També es pot observar una alteració a epidot fibrós, desorientat, paral·lel als plans de macla.

Les plagiòclasis de la matriu (P2) són les més abundants. Tenen mida de gra inferior al mil·límetre (0.13 x 0.07 mm). Són cristalls generalment no zonats, llevat d'alguna excepció, i molt nets quan la roca no està alterada. Poden incloure amfibols, sempre amb contactes molt nets entre ambdós, i, alhora, poden ésser incloses dintre de cristalls d'hornblenda. Són de destacar, també, els contactes nets amb vores de gra rectes i definides amb els diòpsids.

En els esquistos amfibòlics, les plagiòclasis formen part tant dels nivells quarso-biotítics com dels pròpiament amfibòlics.

No ha estat observada cap diferència de composició entre les plagiòclasis bàsiques i les de la matriu en una mateixa mostra. Les diferències de composició observades de plagiòclasis intermèdies (andesina, en la mostra 225) a bàsiques (bitownita, en la mostra 348) es deuen a canvis metamòrfics prògrads. Les plagiòclasis més càlciques es troben en les zones de grau més elevat (a l'est del Pic de Bolaric, al nord de la zona estudiada) i les més àcides en les mostres de grau més baix i en les que presenten signes de retrogradació.

Els productes d'alteració de les plagiòclasis són força variats. Apart dels comentats en la descripció de les plagiòclasis bàsiques s'observa també saussuritització, alteració a epidot + albita +/- mica blanca i formació d'esfèn.

## Amfibol

L'amfibol és el mineral més abundant d'aquestes amfibolites. Sol predominar pel damunt de la plagiòclasi. Igual com en aquesta, es reconeixen dues situacions estructurals:

a) amfibols porfiroblàstics (A1), envoltats per la foliació regional.

b) amfibols que formen part de la matriu (A2).

Els amfibols porfiroblàstics (A1) són ocasionals. La seva mida de gra és comparable a la de les plagiòclasis bàsiques (P1), fins a 1 ó 2 mm com a màxim. Tendeixen a recrystal·litzar en amfibols més petits, de mida de gra similar als de la matriu. En general presenten color verd fosc (hornblenda), però poden estar zonats, amb color verd més clar al centre. Quan recrystal·litzen en mides de gra més petites, els cristalls individualitzats poden tenir composició i color diferent, de verd fosc a marronós (foto 3, làm. IV.3).

Igual com les plagiòclasis bàsiques els amfibols porfiroblàstics són envoltats per la foliació regional i s'observa un aixafament perpendicular als plans de foliació. En els indrets on la deformació no és tan acusada, en una secció prima, ha estat observat que els nuclis dels porfiroblastos són de piroxè (diòpsid) parcialment alterat a amfibol clar + esfèn + minerals opacs que l'envolten (foto 1, làm. IV.3). En aquesta mateixa secció prima es pot veure que allà on la deformació és més acusada i la foliació regional més penetrativa els porfiroblastos són d'amfibol de color verd fosc (hornblenda), ocasionalment amb la part central zonada, de color verd clar. Aquestes observacions han permès de fer una cronologia relativa de l'evolució dels porfiroblastos.

L'amfibol que forma part de la matriu (A2) és de color verd fosc a marronós, igual com els amfibols bàsics de l'estadi més avançat. Ocasionalment, també igual com l'altre pot estar zonat, amb amfibol més clar al centre i més fosc a la vora. Per exemple les anàlisis 225a4 (centre), 225a5 i 225a6 (vores) corresponen a un amfibol amb aquesta zonació. Tenen mida de gra comparable a la de les plagiòclasis de la matriu, 0.12 x 0.06 mm aproximadament.

Les vores de gra d'aquests amfibols són molt rectes, amb un desenvolupament molt notable de

cares cristal·lines: en algunes ocasions es poden observar seccions basals perfectes, en contacte amb plagiòclasi, amb minerals opacs (O1) o, més rarament, amb biotita (B1). En ocasions estan maclats, sobretot les seccions basals i no presenten signes de deformació, excepte quan estan afectats per la deformació milonítica.

Com ja ha estat dit en l'apartat referent a les plagiòclasis, els amfibols poden estar inclosos a l'interior de les plagiòclasis, tant en les blàstiques (P1) com en les de la matriu (P2), generalment amb orientació decusada.

Les alteracions dels amfibols són molt variades. S'observen amfibols pseudomorfitzats per biotita (B2), amb les vores de gra difuses entre ambdós minerals. En altres casos es poden alterar a biotita + epidot (observat en una fractura) o a biotita + iddingsita. Són més freqüents, però, les alteracions a epidot (amb pleocroisme verd molt marcat) + minerals opacs (O2), o a epidot + iddingsita.

### Piroxè

El piroxè es troba relict en l'interior de porfiroblastos d'amfibol de tipus (A1), (P1). Aquest només ha estat observat en aquelles mostres que presenten una deformació poc acusada (foliació regional poc desenvolupada). Els cristalls de piroxè es troben com a cristalls petits i irregulars, aïllats mútuament en l'interior de porfiroblastos d'amfibol de color verd clar (foto 1, làm. IV.3). Els amfibols que els engloben són del tipus descrit com A1, de mida de gra superior a la de la matriu de la roca. Els cristalls relictos de piroxè només s'observen en els indrets de la mostra on la deformació és menys acusada, com ja s'ha comentat en parlar dels amfibols. Els piroxens estan bastant alterats; només són reconeixibles localment i presenten unes vores de gra molt irregulars. Estan envoltats, de forma més o menys concèntrica, per amfibol de color verd clar (actinolita) i, a les vores, per esfèn i minerals opacs (foto 1, làm. IV.3). Algunes anàlisis indiquen que pertanyen a la sèrie diòpsid

- hedembergita (anàlisis 240d1 a d4, taula 28). Concretament són salites.

### Biotita

La biotita es troba en dues generacions diferents:

a) biotites "primàries" (B1), paral·leles a la foliació regional.

b) biotites secundàries (B2), com a producte d'alteració.

Les biotites del primer tipus es troben en les amfibolites, que han estat anomenades anteriorment esquistos amfibòlics (foto 2, làm. IV.3). La biotita forma part de la matriu de la roca (mida de gra 0.3 x 0.08 mm), juntament amb la plagiòclasi, amfibol verd fosc (hornblenda) i minerals opacs (P2, A2, O1). Presenta cares cristal·lines i vores de gra coherents, amb límits de gra racionals unilaterals, per a la biotita o, ocasionalment, bilaterals, quan es posa en contacte amb amfibol o amb opacs (O1).

S'altera a epidot, de color verd intens i molt pleocroic (ric en ferro), el qual pot estar en continuïtat òptica amb la biotita. Un altre producte d'alteració d'aquesta biotita és l'epidot + moscovita + opacs i la clorita.

La biotita secundària (B2) es forma per alteració de l'amfibol. Tendeix a pseudomorfitzar-lo en alguns casos, i les vores de gra entre ambdós minerals solen ser difuses. En altres ocasions es pot trobar associada a epidot, també alterant a l'amfibol.

### Minerals opacs

Es troben dues generacions de minerals opacs:

a) minerals opacs "primaris" (O1).

b) Minerals opacs secundaris (O2).

Els minerals opacs primaris (O1) formen part de la matriu de la roca, juntament amb les plagiòclasis, amfibols i biotites descrits. Presenten formes allargades, amb cares cristal·lines i s'orienten paral·lelament a la foliació regional. En altres ocasions tenen formes irregulars.

Es troben en contacte amb els amfibols clars (hornblenda actinolítica o Mg - hornblenda) en la matriu o a la vora dels porfiroblastos amb diòpsid relict, en contacte amb esfèn (vegeu la descripció del diòpsid). En aquestes roques els grans tenen formes irregulars i poc desenvolupament de cares cristal·lines. Els minerals opacs (O1) també es troben en contacte amb hornblenda i diòpsid. En aquestes amfibolites tenen formes més idioblàstiques. En les roques de grau més alt es poden observar dues fases dintre dels minerals opacs, una més negra i opaca i una altra més marronosa. Aquestes fases han estat analitzades i corresponen a magnetita i ilmenita (348i1,2 i 348 mg1,2).

Els minerals opacs secundaris (O2) són els formats per alteració dels minerals ferromagnèsics de les amfibolites (essencialment hornblenda i biotita). En aquest grup també es pot incloure el rútil provinent de l'alteració de la ilmenita. Aquests minerals no seran comentats ja que s'han introduït en cada cas en parlar de les alteracions dels minerals primaris.

#### IV.2.8. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL

Les relacions cristal·litació - deformació del metamorfisme regional de les amfibolites són més senzilles que les observades en les metapelites perquè les microstructures no queden tan ben preservades en aquestes roques. Es distingeix una paragènesi relict, tres etapes de cristal·litació prògrada i una de retrògrada. Pel que fa a la deformació, es distingeix una fase deformativa lligada a la formació de la foliació regional. Aquesta foliació regional ha estat anomenada Sr i és paral·lela a la foliació regional (S2) observada en les metapelites. Així mateix, es reconeix un aixafament poc acusat al voltant dels porfiroblastos de plagiòclasi i amfibols. Aquest aixafament es pot relacionar amb l'aixafament observat en les metapelites, associat a la fase deformativa DIII. No ha estat estudiada cap mostra amb deformació postesquistosa (DIV), a causa que aquesta etapa de deformació és localitzada i no s'ha trobat cap amfibolita amb plects posteriors a la foliació regional.

A la cristal·litació relict s'atribueixen els porfiroblastos de plagiòclasi de mida de gra superior a la de la matriu (P1) i els cristalls de piroxè (D1). Quant a les plagiòclasis, cal puntualitzar que en la roca actual només és relict la morfologia i la mida dels cristalls, ja que recristal·litzen durant les posteriors fases blàstiques. No es pot confirmar la presència d'altres minerals en la roca original tals com quars o minerals opacs. Aquesta mineralogia i la major mida de gra que presenten les plagiòclasis i els piroxens fa pensar en una roca originària ortoderivada de composició bàsica (andesita o basalt).

La primera etapa de cristal·litació metamòrfica és retrògrada respecte de les paragènesis relict i és associada a una de deformativa, responsable de la formació de la foliació regional. A aquesta fase s'atribueix l'alteració de la plagiòclasi a epidot + plagiòclasi

àcida (albita o oligòclasi). També es formaria l'amfíbol clar (hornblenda actinolítica i Mg - hornblenda) juntament amb l'esfèn i els minerals opacs a partir dels cristalls de piroxè. No es pot excloure una primera cristallització de biotita i una recristallització del quars de la roca en els esquistos amfibòlics.

Durant la segona fase de cristallització es produeixen canvis mineralògics prògrades respecte de la fase anterior. Els amfibòls clars (actinolites i hornblendes actinolítiques) recristal·litzen a amfibòls de color verd més fosc a marró (Mg-hornblendes i hornblendes xermaquítiques). Els amfibòls menys acolorits poden quedar relictos en l'interior dels amfibòls més acolorits, formats en la cristallització 2. Les plagiòclasis de la matriu i els blastos recristal·litzen progressivament en composicions més bàsiques (andesina a bitownita). La zonació a clapes de la plagiòclasi pot explicar-se per una heterogeneïtat de la distribució del Na i Ca en el cristall, heredada de la distribució original de

l'epidot i de la plagiòclasi sòdica. En aquesta etapa també cristallitzen les dues fases minerals opaques en equilibri, ilmenita i magnetita. En els esquistos amfibòlics cristallitza la biotita i el quars. Aquestes paragènesis representen les condicions de pressió i temperatura més elevades, preservades en les amfibolites.

La darrera fase de cristallització observada correspon a una alteració de les associacions minerals formades en la fase anterior. A ella s'atribueix l'alteració de la plagiòclasi càlcica a epidot, plagiòclasi sòdica i sericita i l'alteració de l'amfíbol fosc a epidot.

Els efectes del metamorfisme de contacte no han estat detallats en la taula d'esdeveniments de cristallització, perquè no han pogut ésser individualitzats amb claredat. Com s'ha comentat anteriorment, la presència d'uns amfibòls blàstics desorientats i poc acolorits, sobreimposats en les textures esquistoses de les amfibolites, es podria atribuir a un episodi tèrmic, posterior al metamorfisme regional.

CRISTALLITZACIÓ	relict	1	2	3	4
quars	-- ? --	-- ? --		=====	
plagiòclasi (Ca)	=====			=====	
diòpsid	=====				
epidot		=====			=====
esfèn		=====			
plagiòclasi (Na)		=====			=====
amfíbol clar		=====			
hornblenda				=====	
biotita		-----		=====	
opacs	-- ? --	=====		=====	
sericita					=====
DEFORMACIÓ		II (Sr)	III (AIXAF)		

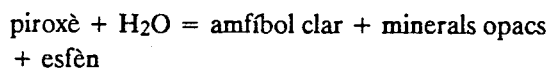
Figura IV.15. Síntesi de les relacions cristallització - deformació per al metamorfisme regional de les amfibolites del Massís del Roc de-Frausa. La fase deformativa I i la primera foliació (S1) observades en les metapelites no són reconeixibles en aquest tipus de roques.

## IV.2.9. COMPATIBILITAT MINERALÒGICA

La compatibilitat mineralògica de les amfibolites ha estat realitzada seguint els condicionaments donats per la regla de les fases, especificats a la compatibilitat mineralògica de les roques pelítiques (apartat IV.2.4). Les representacions gràfiques de les paragènesis minerals han estat efectuades mitjançant els diagrames tetraèdrics de 6 components definits per Laird (1980) per als esquistos màfics. Les fases en excés considerades en aquest tetraedre són el quars i les fases de titani (esfèn, ilmenita o rútil). Els components representats són:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . La classificació dels amfibols utilitzada es basa en la nomenclatura de Leake (1978).

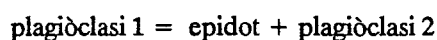
### Paragènesi relictà

La paragènesi relictà és representada per megacristalls de plagiòclasi i per piroxè. Ambdós minerals són inestables durant la cristallització 1 i sofreixen reaccions retrògrades. Els cristalls de piroxè es troben inclosos en amfibols de color clar, associats espacialment a esfèn i minerals opacs. D'aquesta associació es pot deduir una reacció retrògrada incompleta:



El terme resultant d'aquesta reacció caracteritza la paragènesi metamòrfica de grau més baix observada en les amfibolites.

La plagiòclasi en megacristalls és també inestable. Es retrograda a l'associació epidot i plagiòclasi més sòdica, estable amb l'amfibol clar i l'esfèn de la reacció anterior.



### Cristallització 1

Aquesta cristallització es produeix a partir de les reaccions retrògrades de l'associació diòpsid + plagiòclasi estables en la paragènesi relictà. Les paragènesis que caracteritzen aquesta cristallització són:

- actinolita - plagiòclasi
- actinolita - esfèn - minerals opacs
- actinolita - epidot - plagiòclasi

Aquestes associacions mineralògiques no són gaire freqüents en les mostres estudiades. Han estat observades només localment en mostres que presenten textures i associacions minerals típics de la cristallització 2. En aquestes mostres s'observa la presència de paragènesis de la cristallització 1 en les zones on la foliació regional no és molt marcada. En les zones més foliades s'observen amfibols verd fosc i ilmenita com a fase de Ti estable. L'esfèn i la ilmenita s'han considerat com a minerals pertanyents a diferents paragènesis, l'esfèn estable en les condicions de pressió i temperatura de la cristallització 1 i la ilmenita en les condicions de la cristallització 2. La coexistència de les dues associacions pertanyents a diferent grau de metamorfisme en una mateixa làmina prima es considera com un "equilibri en mosaic".

El diagrama composició - paragènesi de la figura IV.16 pertany a una mostra (la 225) amb zones amb l'associació esfèn + amfibol clar + minerals opacs, característics de la cristallització 1 i zones amb l'amfibol fosc i ilmenita pertanyents a la cristallització 2. La plagiòclasi analitzada mostra composició sòdica amb una substitució de potasi molt elevada en alguns casos (taula 26 i fig. IV.17). Les composicions de les plagiòclasis d'aquesta mostra se situen dintre de les peristerites. Així es poden explicar els canvis bruscos de composició dels diversos cristalls analitzats.

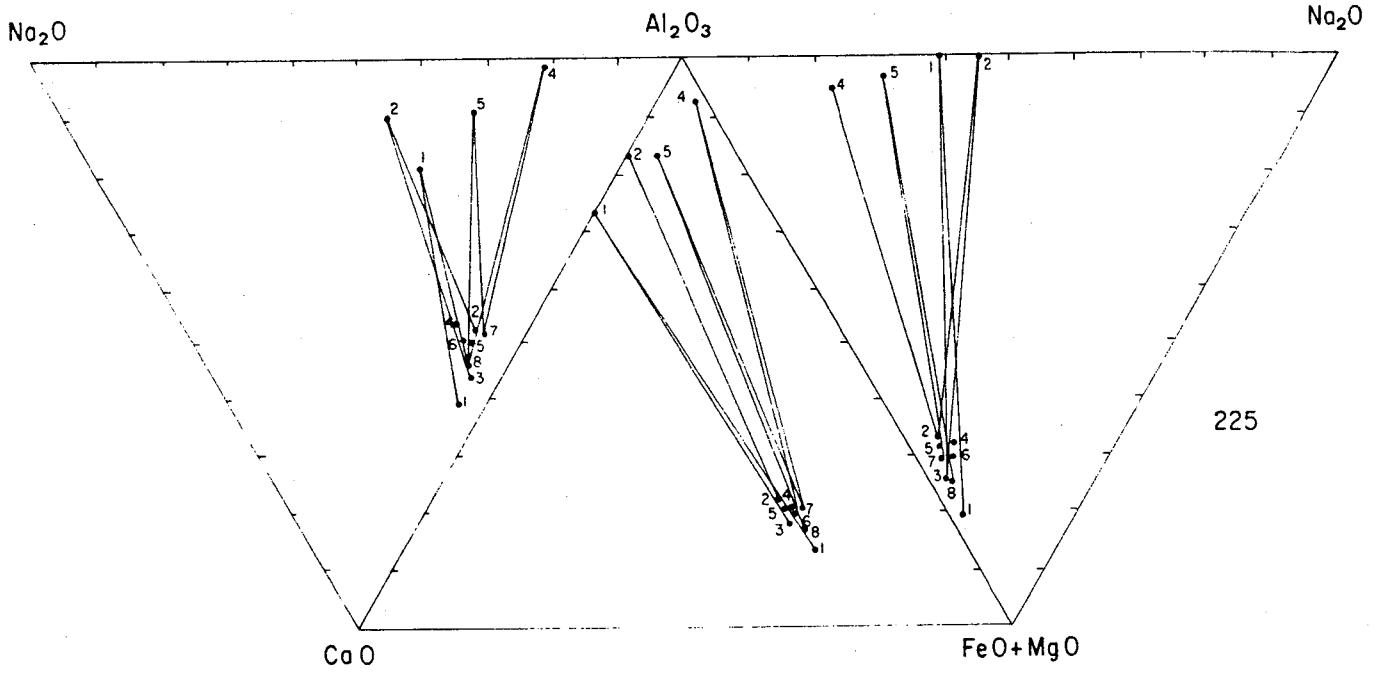


Figura IV.16. Compatibilitat mineralògica per a la mostra 225 i compatibilitat teòrica per a la cristallització 1.

Els amfibols analitzats presenten composicions d'hornblenda actinolítica a Mg-hornblenda, segons la classificació de Leake (1978) (fig. IV.18). El grau de substitució dels components xermaquític ( $(Al^{VI}, Fe^{3+})Al = MgFeSi$ ) i edenític ( $Na^A Al^{IV} = oNaSi$ ) de la hornblenda és molt variable en funció del cristall (figs. IV.19 A i B). En conseqüència també és variable la combinació d'ambdues substitucions en el component pargasític ( $NaAl_3 = MgSi_2$ ). En les figures IV.18 i IV.19 s'observa un creixement lineal de les substitucions en les diverses anàlisis. Aquesta variació gradual de composició és causada per l'augment del grau metamòrfic. Concretament, en la làmina prima analitzada, el canvi de composició dels amfibols coexistents s'explica per la presència d'un equilibri en mosaic, en el qual coexisteixen amfibols de composicions properes a l'actinolita (no analitzats), en equilibri amb l'esfèn i l'epidot i hornblendes, característiques de la cristallització 2.

Laird (1980) i Apter i Liou (1983) han estudiat les variacions de composicions dels amfibols amb el grau metamòrfic. Aquests autors indiquen condicions de fàcies esquistos verds per a les associacions amfibol clar + epidot + esfèn i fàcies amfibolita - epidot per als amfibols amb més substitució xermaquítica i edenítica d'aquesta zona. La desaparició de l'esfèn limitaria les fases de cristallització 1 i 2. Liou et al. (1974) i Moody et al. (1983) que han estudiat el camp d'estabilitat de l'esfèn, indiquen que el seu límit superior tindria lloc dintre de la fàcies dels esquistos verds, a una temperatura d'uns 450 °C aproximadament, depenent del tampó de la fugacitat de l'oxigen utilitzat.

### Cristallització 2

Aquesta fase és la que dona les paràgeneses més ben representades del metamorfisme regional de les amfibolites de la zona estudiada. Es caracteritza per l'associació amfibol verd fosc

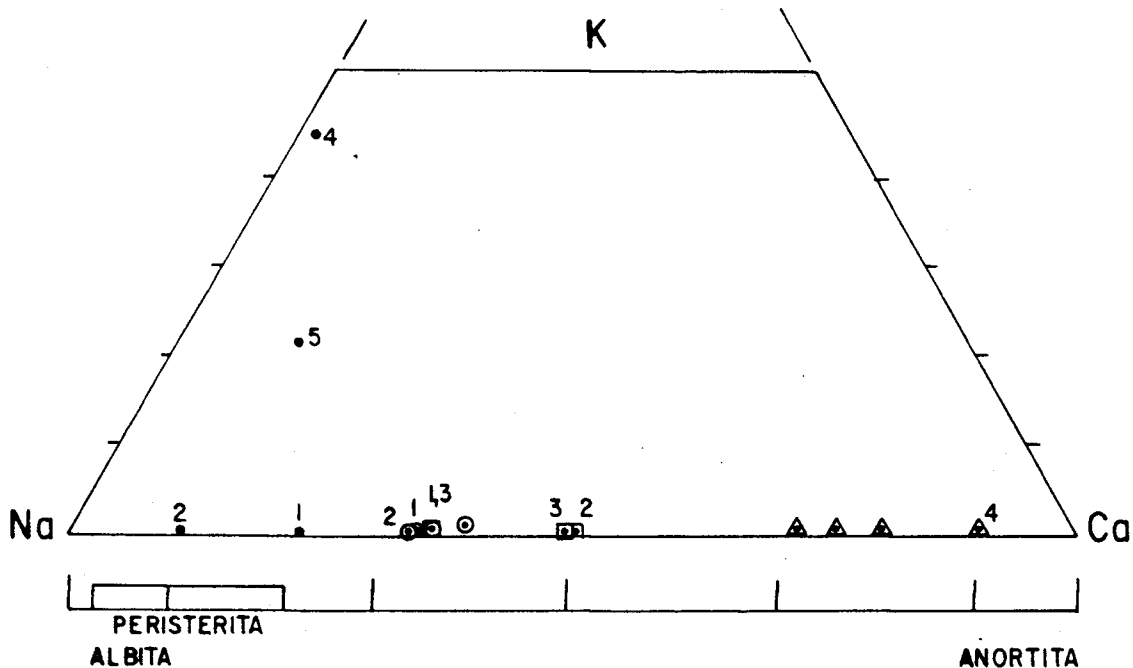


Figura IV.17. Gràfic representant les composicions de les plagiòclasis analitzades.

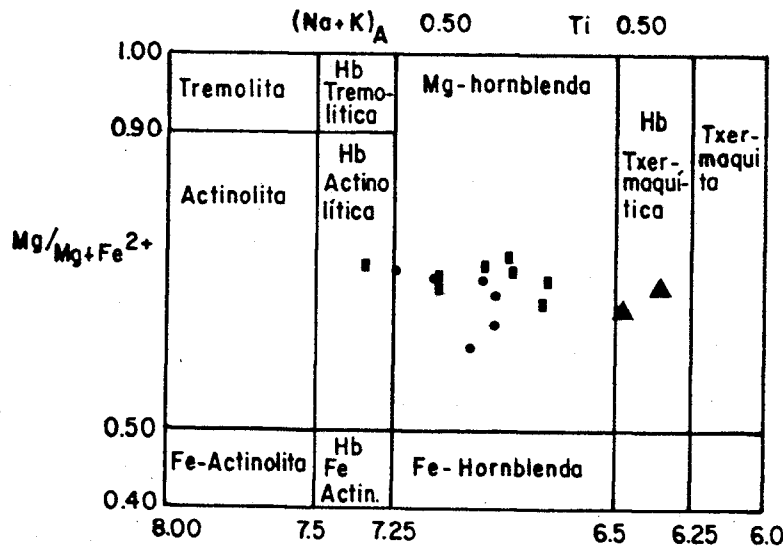


Figura IV.18. Classificació dels amfibols analitzats segons la nomenclatura de Leake (1978).

(hornblenda) + plagiòclasi, típica de la fàcies amfibolita.

diversos amfibols de la zona estudiada seria entre 525 i 550°C.

L'amfibol verd fosc es forma a partir de l'amfibol clar. És freqüent observar amfibols zonats, amb color clar al centre i color més fosc a les vores (fotos 3 i 4, lám. IV.3). La composició dels amfibols d'aquesta zona és hornblèndica i varia amb el grau metamòrfic. A mida que augmenta la intensitat del metamorfisme la substitució del component xermaquític, edenític i pargasític de la hornblenda és més elevada (figs. IV.18 i IV.19). Aquest canvi de composició de l'amfibol és gradual des dels termes més actinolítics - tremolítics, que caracteritzarien la cristallització 1 fins als termes hornblèndics xermaquítics d'aquesta fase. Apted i Liou (1983) han observat una variació del contingut d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de l'hornblenda és funció directa de la temperatura. En els seus experiments, duts a terme a 5 i 7 Kbars de pressió observen una variació com la expressada en la figura. Tot i que les dades no són definitives, si s'extrapola a pressions més baixes la temperatura aproximada per a la composició dels

Es també de destacar la presència d'una plagiòclasi nova, cristallitzada a partir de la plagiòclasi anterior.

plagiòclasi 2 + epidot = plagiòclasi 3

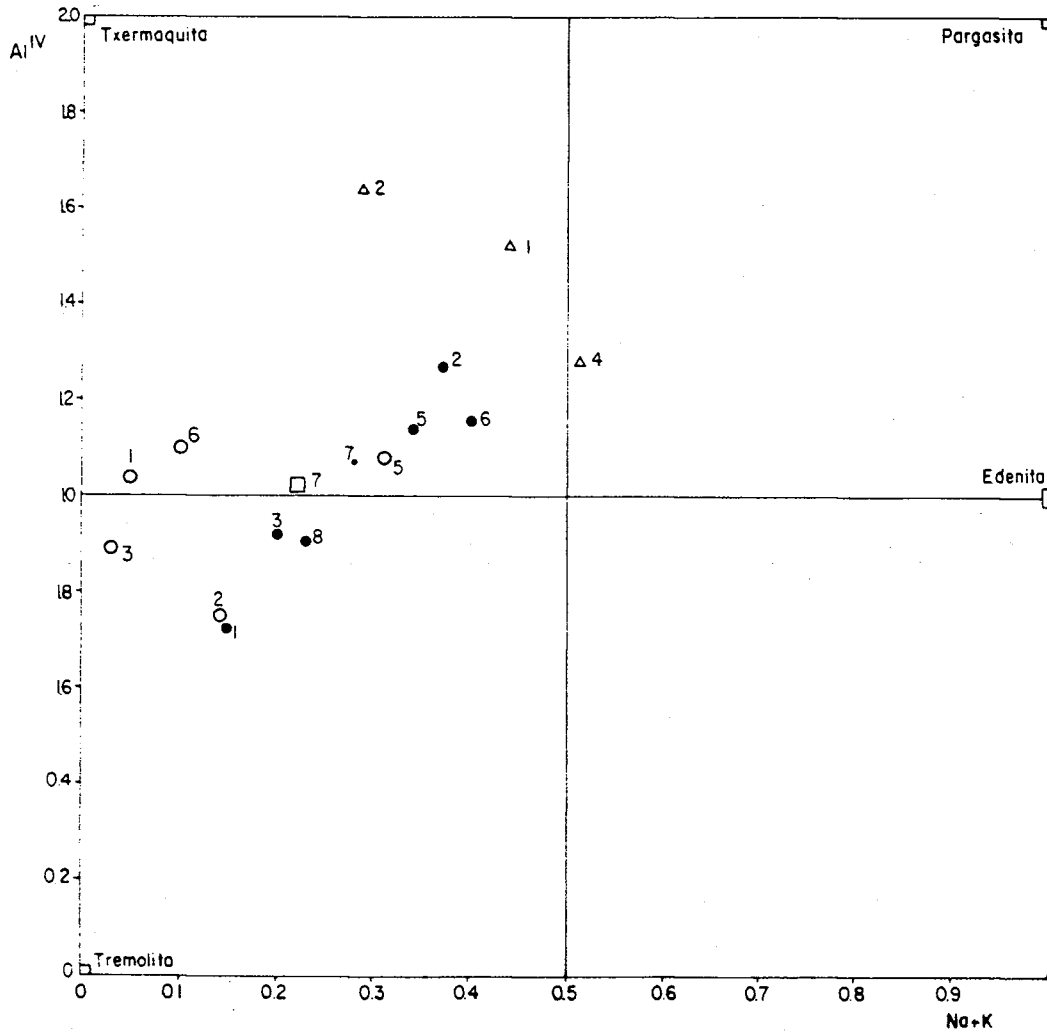
La composició d'aquesta plagiòclasi és més càlcica que l'anterior. De la mateixa manera s'observa una variació gradual de la composició de la plagiòclasi en les tres mostres analitzades d'aquesta zona (taula 26 i fig. IV.17). En les mostres 352 i 240 la plagiòclasi és intermèdia. En un cristall zonat s'observa una composició més càlcica al centre i més sòdica a la vora (240p2 i p3, centre i 240p1, vora). Aquesta zonació pot ésser deguda a retrogradació de la mostra posterior al clímax metamòrfic. La mostra de grau més elevat, la 348, presenta plagiòclasis de composició molt bàsica (bitownita). Aquesta plagiòclasi més càlcica coexisteix amb els



amfibols més xermaquítics analitzats (anàlisis 348a1 i a2 a la taula 27, i figs. IV.18 i IV.19).

La figura IV.20 mostra les paragènesis estables en aquesta fase en el tetraedre de Laird. El camp format per les tres fases en equilibri en la fase anterior: epidot, albita i actinolita - hornblenda s'estreny a mida que la composició de la

plagiòclasi es torna més càlcica. Aquest estrenyiment coincideix amb l'augment del grau metamòrfic, tal com s'ha comentat anteriorment. A més de les fases representades en aquest tetraedre existeixen ilmenita, localment quars i biotita i, en la mostra de grau més alt analitzada, la 348, una fase d'òxid de ferro.



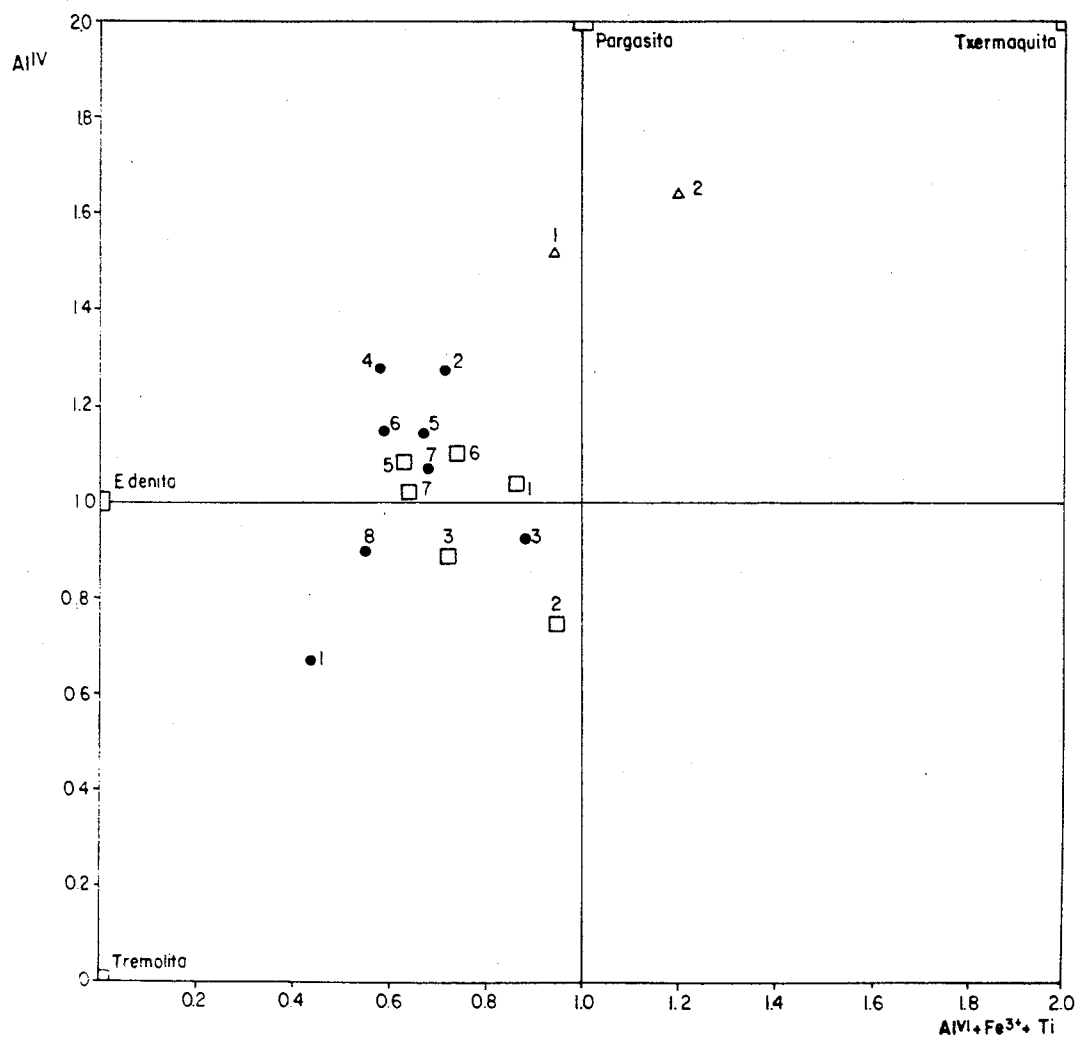


Figura IV.19. Variació química de la composició dels amfibols càlcics i localització dels amfibols analitzats. Expressat en àtoms d' $Al^{IV}$ ,  $Na + K$  i  $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$  per fórmula unitat.

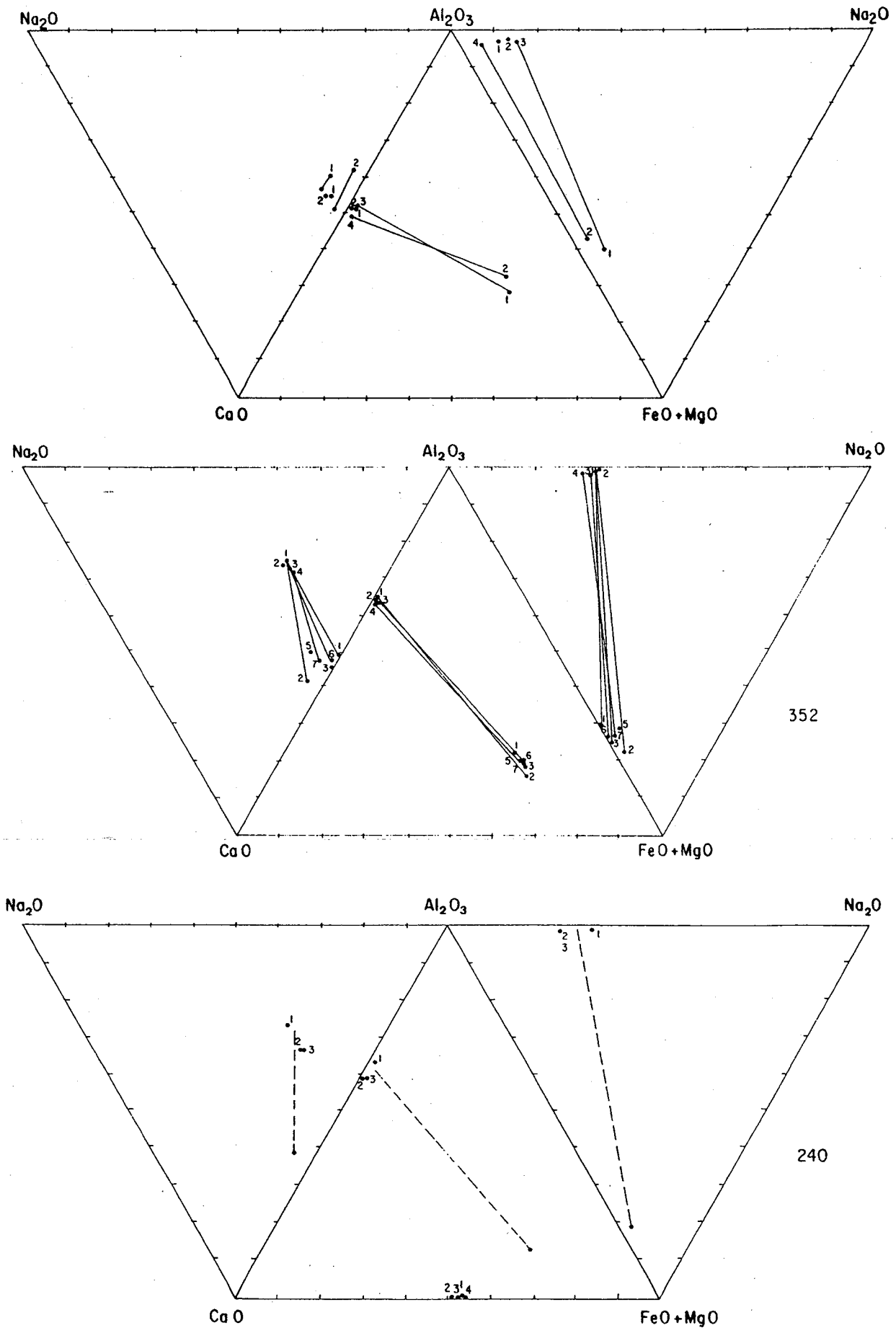


Figura IV.20. Diagrames de compatibilitat pertanyents a la cristallització 2. A: mostra 240; B: mostra 352; C: mostra 348.

## C. ROQUES CARBONATADES

Dintre d'aquest grup han estat inclosos els marbres i les roques calcosilicatades de la sèrie cambro-ordoviciana de l'àrea estudiada. Els marbres constitueixen nivells molt gruixuts (fins 15 metres de potència), intercalats en la part estructuralment més baixa de la sèrie. Provenen de calcàries i dolomies molt pures. La seva puresa i la potència de les barres ha originat l'exploració dels marbres. Les roques calcosilicatades són volumètricament molt menys importants que els marbres. Es poden trobar flanquejant-los, a un o ambdós costats de les barres, o bé en nivells de gruix variable (desde 10 cm fins a 1 m) entre els esquistos.

El grau metamòrfic de les roques carbonatades és elevat en tota la zona estudiada. Totes les mostres observades es troben dintre dels límits del camp d'estabilitat del diòpsid, mineral que les caracteritza. No han estat observats canvis mineralògics retrògrades significatius ja que la sèrie metamòrfica representada és molt estreta arreu de l'àrea estudiada i que els afloraments de roques calcosilicatades es troben aïllats mútuament. Això no obstant, igual com succeeix amb les altres litologies estudiades, s'han pogut observar una sèrie de canvis mineralògics retrògrades produïts en condicions estàtiques o associats a deformacions localitzades, en totes les paragènesis. El canvi retrògrade més important és la formació de talc a partir dels marbres dolomítics, associat a la deformació milonítica. El talc té importància econòmica i s'explota actualment o s'explotà antigament, en diverses mines en tot el Massís del Roc de Frausa. Aquesta retrogradació es tractarà separatament a l'apartat IV.4.

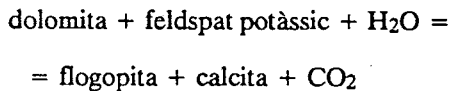
### IV.2.10 MARBRES

Les barres de marbre formen potents nivells paral·lels a la foliació regional. En l'aflorament tenen color gris i un tacte aspre. En fractura fresca presenten una recristal·lització molt elevada (cristalls de 3 a 4 mm), que els dóna un aspecte sucros. La textura de la roca és granoblàstica sense cap orientació, tot i que quan presenta bandes carbonatades impures aquestes són paral·leles als contactes del marbre amb l'encaixant i, alhora, paral·leles a la foliació regional. Quan s'observa una orientació preferent en els cristalls de calcita i dolomita, aquesta orientació és lligada a una deformació posterior.

Els marbres presenten textura granoblàstica. Les vores entre els grans són molt netes i molt primes. Tendeixen a presentar textures granoblàstiques poligonals, amb abundància de punts triples. Donat que els contactes dels marbres estan paral·lelitzats a la foliació regional, aquesta cristal·lització estàtica ha de ser posterior a la formació de la foliació regional. Tant els criteris texturals exposats com la presència de dues fases en aquest sistema indiquen cristal·lització en equilibri dels marbres.

En algunes seccions s'observa deformació postcristal·lina. Aquesta deformació es tradueix en una orientació preferent en la roca marcada per l'aixafament de la calcita i la dolomita. Així mateix s'observa un augment del nombre de cristalls maclats i un canvi en les vores dels grans. Els contactes entre els grans són més suturats a mida que s'intensifica la deformació. Així mateix el límit de gra passa de ser una línia entre dos grans a ser una superfície de contacte relativament gruixuda. Fins i tot quan la deformació és més acusada es formen subgrans en els contactes. Localment es poden observar canvis mineralògics retrògrades associats a les deformacions postcristal·lines. És

de destacar la presència de flogopita prop de petites fractures o en les bandes més deformades i la presència d'antigorita. L'antigorita representa probablement l'alteració de les olivines que aïlladament es troben en els marbres. Aquests canvis mineralògics retrògrades són importants perquè signifiquen la incorporació d'una o dues fases noves al sistema per a que això succeeixi. S'han d'incorporar forçosament nous components: La presència d'una fase fluïda aportaria  $H_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  i  $SiO_2$  que circularien lliurement per les fissures de la roca. La flogopita es formaria a partir d'una reacció de la dolomita amb el fluid, similar a la proposada per Winkler (1970):



En aquest cas, la fase fluïda, rica en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  i  $H_2O$  substituiria el feldspat potàssic. Estévez (1973) també atribueix la formació de la flogopita a una reacció retrògrada. Aquest autor ha observat, a més, tremolita retrògrada.

La flogopita interpreta en els marbres el mateix paper que la mica blanca en les roques pelítiques: és el mineral secundari característic del massís.

#### IV.2.11. ROQUES CAL-COSILICATADES

Les roques calcosilicatades es reconeixen en l'aflorament per l'aspecte verdós i massís que presenten. Sovint s'associen espacialment a amfibolites, quarzites i esquistos quarso-feldspàtics, formant els "nivells ben laminats". Els plans de contacte amb les altres litologies i el bandat mineralògic és sempre paral·lel a la foliació regional. Això no obstant, els minerals dintre de les bandes no es veuen mai orientats. Les textures i l'equilibri dintre de les roques calcosilicatades es tractaran per separat en cada una de les bandes formades per diferents associacions mineralògiques, ja que cada una d'aquestes bandes representa un equilibri químic local. En aquestes roques, una secció prima és formada per l'addició d'una sèrie de paragènesis en equilibri químic local. Les condicions de pressió i temperatura de tots aquests equilibris han de ser coherents entre elles.

Les roques calcosilicatades formen part del sistema  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ . Aquest sistema presenta un nombre de fases força elevat. El nombre de components es pot reduir ja que el quarz és un component en excés en aquest sistema. Si es considera el sistema obert per al  $CO_2$  i  $H_2O$ , el nombre de components determinants queda reduït a quatre:  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  i  $K_2O$ . Aquests components s'han utilitzat per realitzar els diagrames tetraèdrics de composició - paragènesi. Els vèrtexs del tetraedre són  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  i  $KAlO_2$ . Els equilibris són tetravariants, donat que depenen de la pressió, la temperatura, la pressió de la fase fluïda i la relació entre els dos components de la fase fluïda,  $CO_2$  i  $H_2O$ . En conseqüència, el nombre màxim de fases que poden coexistir és de quatre, a més de les fases en excés.

## Mineralogia i associacions minerals

Les roques calcosilicatades presenten una mineralogia molt variada. Les paragènesis més importants observades són:

- calcita - idocrasa - microclina - diòpsid
- diòpsid - quars
- diòpsid - idocrasa - grossulària - calcita
- diòpsid - plagiòclasi
- diòpsid - epidot - microclina

El diòpsid té composició salítica a ferrosalítica. Pot estar zonat òpticament. Dues anàlisis d'un piroxè zonat donen composició més fèrrica a la vora (ferrosalita) i més magnèsica al centre (salita).

Els minerals secundaris observats són els minerals del grup de l'epidot (epidot ss, zoisita, clinozoisita i piamontita), uralita, prehnita, clorita, pumpellita (?), actinolita i òxids de ferro. Com a minerals accessoris han estat observats esfèn i zircó, aquest darrer inclòs en idocrasa.

Estévez (1973) cita la presència de wollastonita en les roques calcosilicatades en contacte amb els granitoides intrusius hercinians. Aquest autor considera que la zona de la wollastonita en les roques calcosilicatades coincideix amb l'entrada de la zona de la sillimanita en els esquistos.

Els minerals observats es disposen en bandes formades per diferents fases. Les més freqüents són: diòpsid + microclina + quars, microclina + idocrasa, calcita + idocrasa + microclina, grossulària + idocrasa i epidot + diòpsid +/- microclina. Aquestes bandes s'han agrupat en dos tipus diferents: bandes amb diòpsid i microclina i bandes amb idocrasa i/o grossulària i representen subsistemes amb proporcions diferents dels components. La microestructura i relacions d'equilibri de cada una d'elles es descriuran per separat.

Bandes amb diòpsid + microclina + clinozoisita + quars +/- plagiòclasi.

Poden estar constituïdes per diòpsid, microclina i plagiòclasi, o pot ser-hi present també la clinozoisita. La clinozoisita i els feldspats mostren una relació inversa: en aquelles bandes que hi ha més clinozoisita s'observa una disminució notable del contingut en feldspats.

La microestructura d'aquestes bandes es granoblàstica. Les microclines poden estar maclades. El diòpsid, el quars i els feldspats presenten vores poligonals amb abundants punts triples en els contactes mutus. Els diòpsids tendeixen a presentar vores de gra racionals. En les mostres amb deformació postcrystal.lina les vores de gra de tots els cristalls tendeixen a suturar-se.

S'observa una alteració a òxids de ferro (iddingsitització) del diòpsid. L'esfèn és un mineral freqüent en aquestes bandes.

Bandes amb diòpsid + idocrasa + calcita + grossulària + microclina + quars.

Les bandes d'aquesta composició presenten un nombre molt elevat de fases. Les relacions texturals d'uns minerals amb els altres han permès observar criteris de desequilibri entre alguns d'ells.

La idocrasa és el mineral més abundant d'aquestes bandes. Sempre està lligat al granat. Les idocrases desenvolupen cares cristal.lines amb vores poligonals o a voltes arrodonides. També poden presentar-se en agregats columnars. Estan zonades òpticament i acostumen a presentar-se al centre dels nivells, juntament amb els granats, i ambdós envoltats per les microclines. Tant la idocrasa com el granat, quan es troben en contacte amb microclines, presenten vores de gra racionals unilaterals. Les calcites, quan estan en contacte amb les idocrases, mostren vores, en general racionals, o localment molt lobulades o difoses per a les idocrases.

Els contactes calcita - diòpsid són aparentment contactes en equilibri: les vores de gra del diòpsid són sempre cares cristal·lines i la calcita s'acomoda al diòpsid.

Les vores de gra entre calcita i microclina són molt irregulars. Les microclines acostumen a tenir mida de gra més gran que les calcites i formes més arrodonides. La calcita ocupa els espais intersticials entre les microclines. Ambdós cristalls presenten golfes de corrosió. En el límit de gra entre els dos cristalls es formen petits nuclis de diòpsid. Aquesta relació entre els tres minerals ha estat interpretada com a desequilibri.

### Anàlisi Microestructural

Les roques carbonatades de la zona estudiada presenten una anàlisi microestructural molt senzilla. Aquest fet ve donat per la gran capacitat de recristal·lització dels minerals carbonàtics.

Es distingeixen dues fases de cristal·lització en la qual es formen tots els minerals prògrads observats, en funció de la composició de les bandes mineralògiques. Aquestes fases de cristal·lització són posteriors a la formació de la foliació regional (S2).

Durant la primera fase cristal·litzen el quars i la calcita i/o la dolomita.

Durant la segona fase, la més important en la zona estudiada, cristal·litzen la major part dels minerals que es troben en les roques calcosilicatades: el quars, la microclina, el diòpsid, la plagiòclasi, la idocrasa i la grossulària. Ambdues fases de cristal·lització són estàtiques. Durant la fase retrògrada cristal·litzen epidot, actinolita i uralita, esfèn, flogopita i clorita.

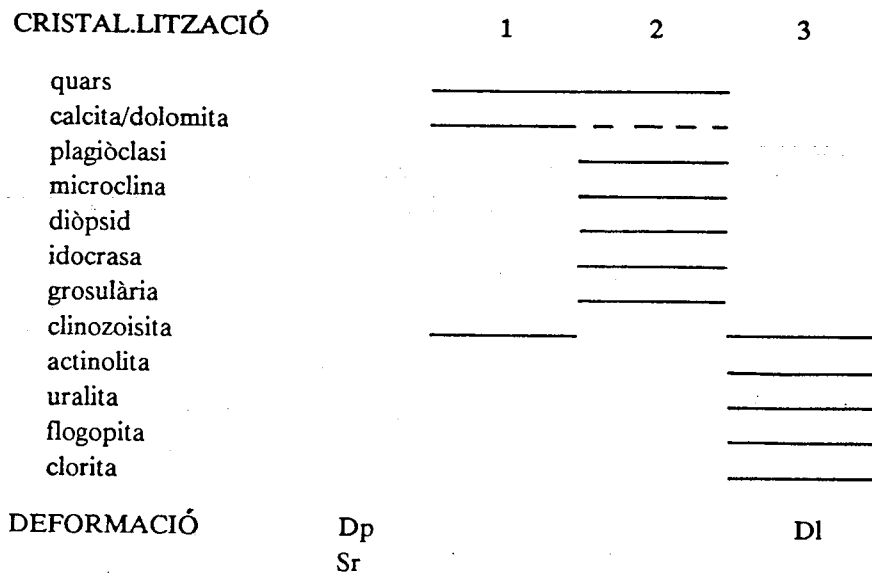


Figura IV.21. Esdeveniments cristal·lització - deformació observats en les roques carbonatades de la zona estudiada.

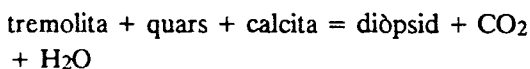
## Compatibilitat Mineralògica

Les associacions minerals observades en les roques calcosilicatades se situen dintre del camp d'estabilitat del diòpsid. Aquestes roques s'han englobat en una zona mineralògica, la zona del diòpsid, malgrat que no s'hagi pogut fer una zoneografia per manca d'associacions pertanyents a altres condicions de metamorfisme. Això s'ha fet per comparació amb les paragènesis observades per Guitard (1970) a la zona veïna del Massís del Canigó.

Les paragènesis característiques d'aquesta zona estan representades al diagrama de la figura IV.22. Només ha estat analitzat el diòpsid en les roques calcosilicatades, per la qual cosa les paragènesis representades en el diagrama són teòriques. En aquest diagrama es pot observar que tots els minerals presents en les roques calcosilicatades estan representats en la meitat del tetràedre. Si es traça un pla imaginari des del diòpsid fins al vèrtex  $Al_2O_3$  tots els minerals queden englobats dintre del subsistema  $CaMgO_2$ ,  $KAlO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ .

Malgrat que no han pogut ésser observades directament les reaccions de formació d'aquestes paragènesis, les observacions texturals i l'absència de determinades fases minerals han permès citar algunes de les reaccions suposades. Així mateix, la comparació de les associacions minerals observades amb aquelles obtingudes per Guitard (1966, 1970) al Massís del Canigó permeten integrar la escassa informació obtinguda d'aquestes roques en un context regional.

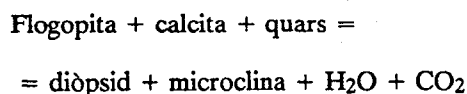
Guitard (1970) atribueix la formació de diòpsid a la reacció



(Skippen, 1972)

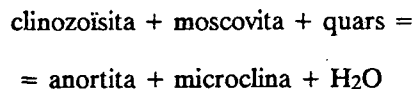
Tot i que en la zona estudiada no s'observen paragènesis de grau més baix amb tremolita, és possible que el diòpsid provingui d'aquesta reacció. L'absència de tremolita en les roques de la zona del diòpsid i la presència de quars i calcita en equilibri amb diòpsid condueixen a considerar aquesta reacció com a possible.

L'associació diòpsid + microclina, molt abundant en l'àrea estudiada i l'evidència de desequilibri textural entre calcita, diòpsid i microclina indiquen el desenvolupament d'una reacció entre tots tres minerals:

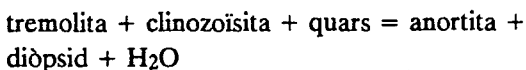


Una reacció com la citada permet explicar aquest desequilibri. Tot i que és possible que siguin possibles altres reaccions, s'ha triat aquesta com a versemblant pel fet que també ha estat observada al Massís del Canigó.

La plagiòclasi és un mineral abundant en els nivells rics en diòpsid i microclina. S'observen relacions d'equilibri entre els tres minerals. De la mateixa manera també s'ha citat la presència de clinozoïcita en contacte amb el diòpsid i una relació inversa entre l'abundància de clinozoïcita i la de feldspats. Totes aquestes observacions es poden expressar segons les relacions



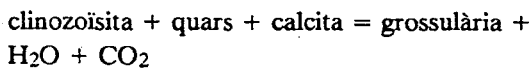
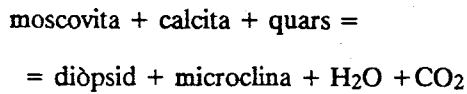
(Hewitt, 1973; Johannes i Orville, 1972)





La moscovita i la tremolita s'haurien esgotat totalment durant el desenvolupament d'aquestes reaccions.

Les relacions d'equilibri entre grossulària i microclina i l'absència de clinozoïisita i moscovita en contacte amb la grossulària són coherents amb les reaccions de formació d'aquest mineral:



La presència de diòpsid en totes les roques calcosilicatades observades, permet acotar dintre del sistema carbonàtic, la zona on estan situades

les roques estudiades (fig. IV.23). Això no obstant, no es pot fer una estima de les condicions termobaromètriques ja que no es poden saber amb exactitud les condicions de la fracció molar del  $\text{CO}_2$  i, en conseqüència de la pressió parcial de la fase fluida regnant.

Com a resultat de l'estudi de les paragènesis i textures observades en les roques calcosilicatades es desprèn que aquestes roques aporten molt poca informació sobre el procés metamòrfic sofert per les roques cambro-ordovicianes de la zona estudiada. La recristal·lització estàtica que sofreixen, posteriorment a la fase de deformació principal, esborren tota evidència textural de la seva història deformativa i les relacions amb les cristallitzacions. Així mateix, la introducció d'una variable més en el sistema, la fracció molar de  $\text{CO}_2$ , impedeix de calcular les condicions de pressió i temperatura assolides pel metamorfisme prògrad.

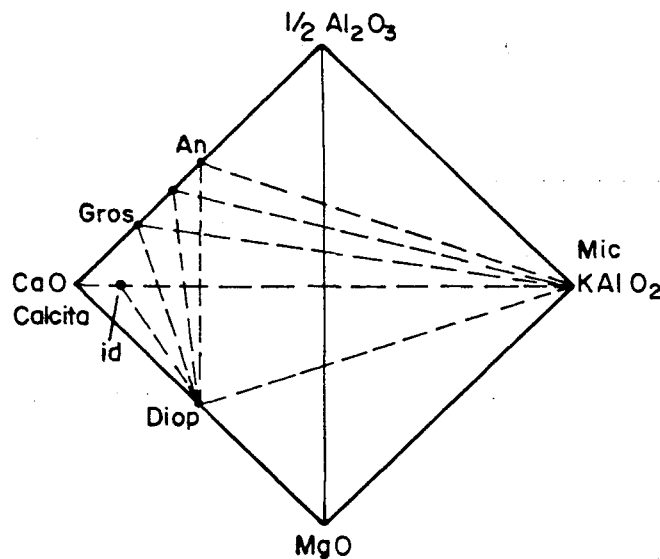
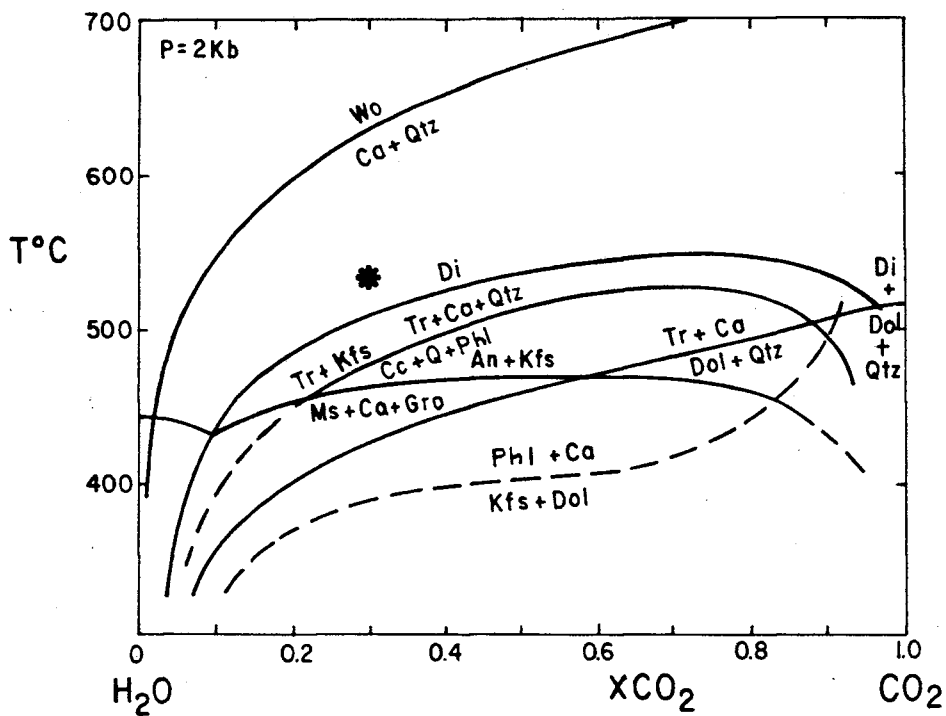


Figura IV.22. Compatibilitat mineralògica de les paragènesis amb diòpsid de les roques calcosilicatades.



**Figura IV.23.** Diagrama T - X isobàric per al sistema  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ . Les paragènesis de la zona estudiada es troben per damunt dels  $500^\circ\text{C}$  aproximadament. Les corbes representades pertanyen als següents autors:  $\text{Zo} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Kfs} + \text{An}$  (Gordon i Greenwood, 1970);  $\text{Ms} + \text{Cc} + \text{Gro} = \text{Kfs} + \text{An}$  (Gordon i Greenwood, 1970);  $\text{Kfs} + \text{Do} = \text{Phlo} + \text{Cc}$  (Greenwood, 1976);  $\text{Phlo} + \text{Cc} + \text{Qtz} = \text{Tr} + \text{Kfs}$  (Hoschek, 1973);  $\text{Cc} + \text{Qtz} = \text{Wo} + \text{CO}_2$  (Greenwood, 1967);  $\text{Tr} + \text{Cc} + \text{Qtz} = \text{Di}$  (Skippen, 1972);  $\text{Dol} + \text{Qtz} = \text{Trem} + \text{Cc}$  (Skippen, 1972).

## D. ESQUISTOS QUARSO-FELDSPÀTICS

Els esquistos quarso-feldspàtics constitueixen primes intercalacions en la sèrie pelítica. Es caracteritzen per presentar ocels de plagiòclasi, de mida de gra superior al mil·límetre. Els ocels són envoltats per la foliació i confereixen un aspecte gnèssic a la roca, clarament reconeixible a ull nu. Tot i que mineralògicament aquestes roques són molt monòtones es tractaran breument en aquest capítol de metamorfisme a causa de les relacions texturals peculiars de les plagiòclasis porfiroblàstiques amb la foliació i dels canvis composicionals observats en aquestes plagiòclasis.

### IV.2.12. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA

La mineralogia d'aquests esquistos és molt monòtona. En quasi totes les mostres estudiades és constituïda per

-biotita - quars - plagiòclasi

Aquesta constitueix l'única paragènesi observada. En alguna mostra ha estat observada moscovita, de retrogradació de plagiòclasi o biotita i clorita, de retrogradació de biotita. Mai no ha estat trobat cap aluminosilicat o cap cordierita. Els minerals accessoris més abundants són el zircó, els minerals opacs i la turmalina. El zircó està quasi sempre inclòs en biotita o ocasionalment en plagiòclasi o moscovita. En alguna secció s'han observat zircons excepcionalment grans (fins a 0,2 mm). Els minerals opacs són ilmenites que també estan incloses en biotita. Les turmalines s'associen espacialment als nivells biotífics.

Els esquistos quarso-feldspàtics presenten una microestructura esquistosa molt ben marcada. Els plans de foliació són definits pels fil·losilicats, biotites, que alternen amb nivells quarso-feldspàtics. Aquesta alternança és molt prima, de 0,1 o 0,2 mm.

Els nivells biotífics estan formats exclusivament per aquest mineral excepte quan la roca presenta retrogradació. En aquests casos la biotita és acompanyada o reemplaçada parcialment per clorita i moscovita. La biotita té forma anisòtropa. Es presenta en cristalls amb dues

cares (001) i dues vores no coherents. La seva mida de gra és al voltant de 1,6 x 0,2 mm. Els nivells biotítics són paral·lels a la foliació regional, això no obstant, les biotites dintre dels nivells formen agregats desorientats. Les biotites que envolten els ocells de plagiòclasi es disposen en forma d'arc poligonal.

Els nivells quarso-feldspàtics estan formats per cristalls de quars i plagiòclasi de mida de gra inferior al mil·límetre, que constitueixen la matriu de la roca, i per ocells de plagiòclasi de mida de gra superior (fins a 2,4 mm de diàmetre). Els quarsos i plagiòclasis de la matriu són xenoblàstics. Presenten vores de gra molt rectes o lleugerament corbades i contactes entre els grans formant punts triples, amb nombrosos angles de 120°. Així mateix, els contactes amb les biotites dels nivells fil·losilicats tenen angles rectes. Els ocells de plagiòclasi estan envoltats per la foliació regional (foto 6, làm. IV.3). Presenten una evolució textural i mineralògica estretament lligada amb el progrés de la deformació:

- Quan l'aixafament de la roca no és massa acusat presenten formes idioblàstiques. La foliació regional les envolta amb una forma arquejada, marcada pels cristalls de biotita. A mida que la roca està més deformada la plagiòclasi tendeix a formes més subidioblàstiques o xenoblàstiques. L'arc format per la foliació regional disminueix la seva concavitat. L'estadi final de l'aixafament es tradueix en un esborrament de l'ondulació causada per la plagiòclasi porfiroblàstica preexistent per recristal·litització i reducció de la mida de gra del cristall de plagiòclasi (foto 5, làm. IV.3).

- La composició dels cristalls de plagiòclasi és uniforme quan és idioblàstica. A mida que els ocells de plagiòclasi estan més deformats, els cristalls tendeixen a presentar zonacions a clapes i macles segons la llei de l'albita i de la periclina. Quan el procés és més avançat la plagiòclasi s'exsoluciona, formant petites "bombolles" en el seu interior (foto 7, làm. IV.3). La composició de les

"bombolles" és, en general, molt semblant a la de la resta del cristall de plagiòclasi (taula 23). Ocasionalment les bombolles poden ser una mica més càlciques que la resta del cristall (comparar anàlisis 325p1, p2 i p3; taula 23) o bé tenir composició de quars. Les "bombolles" sovint s'arreglaren segons una direcció preferent. En les vores de gra de les plagiòclasis també té lloc una recristal·litització en subgrans. Tots els subgrans formats, a partir de les "bombolles" o a partir de les vores de gra s'individualitzen en els estadis finals. El resultat són petits cristalls de quars i plagiòclasi de la mateixa mida de gra que els que formen la matriu.

### IV.2.13. ANÀLISI MICROSTRUC-TURAL

L'anàlisi microestructural dels esquistos quarso-feldspàtics és molt senzilla, donat que presenten una mineralogia poc variada i unes relacions texturals entre els minerals existents molt clara. En relació a la cronologia relativa es distingeixen:

- a) una fase relictiva respecte del metamorfisme regional
- b) una fase deformativa principal durant la qual es forma la foliació regional (Dp, Sr).
- c) una fase principal de cristallització (Cr1).
- d) una fase deformativa local (Dl).

Els ocells de plagiòclasi (P1), envoltats per la foliació regional, són anteriors a la formació d'aquesta. La mida de gra d'aquests cristalls, notablement superior a la de la resta de cristalls de la roca que formen la matriu indica un origen pre-metamòrfic per a aquests ocells. No es distingeix cap altre caràcter pre-foliar en aquesta roca.

#### b) Formació de la foliació regional (Sr)

La foliació regional es forma durant la fase deformativa principal Dp. També s'atribueix a aquesta fase la deformació per aixafament dels ocells de plagiòclasi. Els canvis texturals i mineralògics acusats pels ocells són l'aparició de macles de deformació, zonació a clapes i exsolució dels cristalls en dues fases. Apart d'aquesta "recristallització" dels ocells de plagiòclasi, no es distingeix cap altre cristallització en aquesta etapa. És versemblant una cristallització de la matriu paral·lela a la foliació i en les zones d'ombra de pressió definides pels ocells. Malgrat

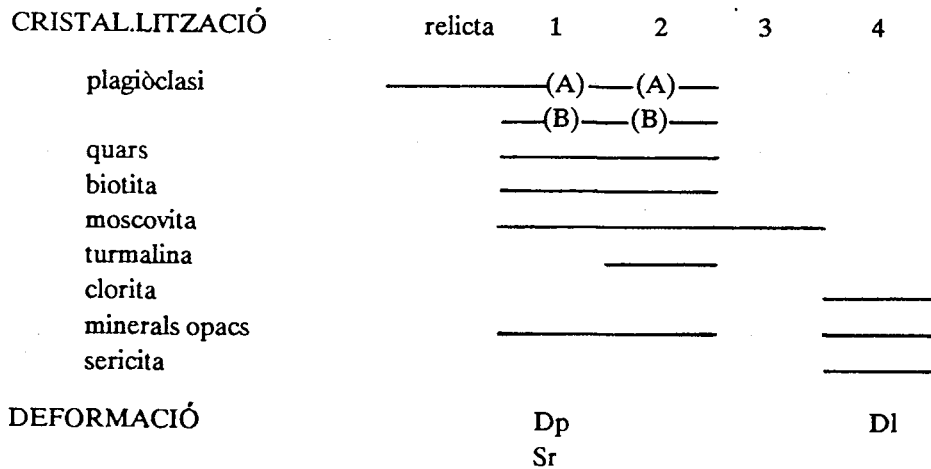


Figura IV.24. Síntesi de les relacions cristallització - deformació observades en els esquistos quarso-feldspàtics de la zona estudiada.

això, la fase posterior (Cr1) ha obliterat tot vestigi.

c) La fase principal de cristallització (Cr1) és responsable de la cristallització mimètica de la matriu (quars, biotita i plagiòclasi) resseguint els plans de foliació regional. Durant aquesta fase tenen lloc els últims estadis de la cristallització dels ocells de plagiòclasi (P1).

d) La fase deformativa (D1) és local. És evidenciada per la formació d'una foliació S1, resseguida per una cristallització localitzada de moscovita.

En darrer lloc es distingeix una cristallització retrògrada estàtica. Durant aquesta fase es formen clorita, moscovita i sericita. La clorita i la moscovita alteren la biotita; la moscovita pot pseudomorfitzar també la plagiòclasi; finalment, la sericita es forma per alteració de la plagiòclasi.

No ha estat realitzada la compatibilitat mineral d'aquests esquistos perquè no ha estat observat cap canvi mineralògic notable en aquestes roques. La representació en un diagrama de la paragènesi estable: quars - plagiòclasi - biotita no aporta cap informació addicional a la ja donada. Tanmateix convé remarcar alguns punts de les dades obtingudes a partir de les anàlisis.

La composició química de les plagiòclasis, biotites i moscovites dels esquistos quarso-feldspàtics es troba a les taules 23, 25 i 24 respectivament. D'aquestes taules és interessant observar la composició albítica o oligoclàsica de les

plagiòclasis analitzades. És de destacar que les anàlisis de les plagiòclasis en bombolles i les ocellars mostren relacions  $Na/Na + Ca + K$  molt similars en la mostra 241 i relativament diferents en la mostra 325. Algunes de les bombolles analitzades presenten composició de quars. Aquests resultats indiquen que la formació de bombolles en els ocells és, majorment, un procés de recristallització, amb poca variació de la composició. Aquestes plagiòclasis són molt pures: en cap d'elles ha estat detectat  $TiO_2$ ,  $FeO$  ni  $MnO$ . Igualment el grau de substitució de  $K$  per  $Na$  és molt petit o nul en totes elles.

Les biotites analitzades mostren relacions  $Fe/Fe + Mg$  molt semblants a les observades en els esquistos afectats pel metamorfisme regional. La relació que presenten correspon a la dels esquistos de la zona de la sil·limanita (semblant a la de la mostra 330).

Les anàlisis de moscovita i clorita no seran comentades, ja que són minerals secundaris, formats a expenses de la biotita i de la plagiòclasi present en la roca.

Per concloure aquest apartat cal dir que les relacions texturals pre-foliars de les plagiòclasis amb la matriu, junt amb la composició plagioclàsica dels ocells i àcida de la roca, indiquen un origen ortoderivat per a aquests esquistos. Aquesta observació és recolzada pel lligam espacial dels esquistos quarso-feldspàtics amb els nivells amfibolítics descrits en l'apartat B d'aquest mateix capítol.



**Foto 1.** Porfiroblast d'amfíbol amb cristalls de piroxè relictos en el seu interior. A la vora de l'amfíbol se situen els minerals opacs i l'esfèn, produïts a partir del piroxè. Nícols paral·lels. Amfibolita.

**Foto 2.** Hornblenda, biotita i minerals opacs orientats paral·lelament a la foliació regional. El fons blanc correspon a plagiòclasi. Nícols paral·lels. Amfibolita.

**Foto 3.** Cristall d'amfíbol zonat amb composicions més actinolítiques al centre i més tsermaquítiques a les vores. El fons blanc correspon a plagiòclasi. Amfibolita.

**Foto 4.** Porfiroblast de plagiòclasi amb inclusions d'amfíbol. L'amfíbol. Els amfibols estan zonats. Amfibolita. Nícols paral·lels.

**Foto 5.** Ocel de plagiòclasi "vella" amb bombolles de petits cristalls de plagiòclasi recristal·litzats. La foliació regional es corba una mica al seu voltant. Esquist quarso-feldspàtic. Nícols creuats.

**Foto 6.** Ocel de plagiòclasi idiomòrfic, envoltat per la foliació regional. Esquist quarso-feldspàtic. Nícols paral·lels.

**Foto 7.** Ocel de plagiòclasi fragmentat i amb inclusions de bombolles, en un angle elevat amb la foliació regional. Esquist quarso - feldspàtic. Nícols creuats.

**Foto 8.** Porfiroblast de plagiòclasi (fons blanc) alterat parcialment a epidot. Amfíbol paral·lel a la foliació regional. Amfibolita. Nícols paral·lels.

**Foto 9.** Cristalls de diòpsid en una roca calcòsilicatada. Nícols creuats.





## E. GNEISSOS

Els gneissos del Massís del Roc de Frausa es troben a la part central del massís, envoltats pels materials de la sèrie cambro-ordoviciana. Dintre del cos gnèssic s'observen dos tipus ben diferenciats: els gneissos ocellars i els gneissos de gra fi (leptínics). Els gneissos ocellars són molt més abundants que els de gra fi. Constitueixen aproximadament el 95% del volum ocupat per gneissos. Els gneissos de gra fi es troben en nivells de poc gruix entre els ocellars, també es poden trobar a prop del contacte amb el material de la cobertora o localment intercalats entre ells.

El grau metamòrfic dels gneissos és alt. Pràcticament totes les mostres observades presenten sil.limanita, malgrat que en proporcions baixes, ja que presenten també poca moscovita. Les mostres que no presenten sil.limanita són clarament mostres afectades per una deformació retrògrada tardana, en aquests casos no és possible reconèixer si existia prèviament a la deformació. En mostra de mà es distingeixen feldspats, quars, moscovita i biotita tots ells en proporcions variables. Ocasionalment s'observa granat. En els gneissos de gra fi la biotita és escassa.

### IV.2.14. MINERALOGIA I MICROSTRUCTURA

#### Mineralogia i associacions minerals

Els minerals presents en aquests gneissos són: plagiòclasi, feldspat potàssic, quars, moscovita i biotita, la biotita en menor quantitat que els altres. Es també freqüent de trobar sil.limanita; localment es pot observar granat.

Les paragènesis observades són :

biotita - granat - quars  
sil.limanita - moscovita - feldspat potàssic  
plagiòclasi - feldspat potàssic - moscovita  
sil.limanita - moscovita - plagiòclasi  
feldspat potàssic - plagiòclasi - sil.limanita  
granat - plagiòclasi

El quars i els feldspats són molt més abundants que els fillosilicats. Dintre d'aquests, les moscovites són més abundants que les biotites, les quals, en algunes seccions, poden no existir. A més, les biotites poden pseudomorfitzar el granat. Com a accessoris, s'hi troben apatita, minerals opacs, zircó i esfèn. La clorita altera la biotita i la moscovita, els feldspats. Les fractures estan reomplertes d'òxid de ferro.

#### Microestructura dels gneissos de gra fi

Els gneissos de gra fi presenten una foliació poc marcada, més evident en mostra de mà que al microscopi. Al microscopi presenten una textura granoblàstica, donada pel quars i feldspat. En les seccions que presenten més moscovita i biotita, la textura és granolepidoblàstica. Les moscovites i les biotites tendeixen a orientar-se mimèticament, paral·leles a la foliació regional. Ténen mida de gra molt petita (0.247 x 0.099), i són poc

abundants. El quarz i feldspat ténen mida de gra més gran, fins a 2 mm. Les vores entre els grans presenten característiques molt variades; en general, són lobulades o asserrades. La mida de gra dels quarsos i feldspats tendeix a reduir-se: es formen subgrans de quars i macles de deformació i trencament en els cristalls de feldspats. Aquesta reducció en la mida de gra és molt més acusada quan la roca ha sofert deformació postcristal·lina. En aquests casos, són freqüents les microestructures seriades en una mateixa secció prima. Tots aquests criteris suggereixen que el procés metamòrfic tendeix a reduir la mida de gra de la roca original.

La sil·limanita es forma a partir de la moscovita en contacte amb quars. Les moscovites reaccionades presenten vores de gra amb aspecte de raspall. La sil·limanita nuclea preferentment en biotita. L'albita i el feldspat potàssic neofornats a partir de la desestabilització de la moscovita s'associen espacialment a la sil·limanita. Presenta formes arrodonides i mida inframil·limètrica. La formació de sil·limanita i feldspat potàssic és estàtica: la sil·limanita forma ventalls totalment desorientats. En algunes mostres, les vores dels grans estan sericititzades; en algun punt, fins i tot són moscovita. Aquesta sericitització s'interpreta com a circulació de fluids hidrotermals que precipiten en els espais intergranulars. La major part dels gneissos de gra fi estudiats presenten deformació postcristal·lina. S'observen diversos tipus de deformació postcristal·lina: en algunes mostres, són ondulacions de la foliació regional; en altres s'observa una segona foliació. En algunes seccions s'observa una nova foliació espaiada que trasposa la regional, resseguida per moscovita i sericita. En altres roques, la deformació postcristal·lina no presenta una orientació ben definida, en altres es tradueix en la formació de plecs laxos. Aquesta deformació tendeix a retrogradar la roca. Els quarsos es redueixen de mida de gra, i els feldspats i plagiòclasi es fracturen i s'alteren a sericita. Les biotites s'alteren a clorita.

#### Microestructura dels gneissos ocellars

Els gneissos ocellars es caracteritzen per presentar cristalls de feldspat de mida de gra superior a la de la resta de cristalls de la roca. Estan envoltats per una matriu quarso - biotítica, amb quantitats subordinades de moscovita (quarso - fil·losilicatada). Tant macroscòpicament com al microscopi es poden distingir àrees on la mida de gra dels ocells és més gran i, al contrari, àrees on la diferència entre porfiroblastos i matriu és poc acusada. Així mateix també es poden observar variacions locals en les proporcions relatives de la mineralogia, sobretot en el contingut de màfics. Tots aquests canvis són sempre graduals. Presenten una textura porfiroclàstica donada pels feldspats. Els fil·losilicats de la matriu s'orienten paral·lelament a la foliació i la defineixen. La major abundància de fil·losilicats i els porfiroclastos de feldspat són les principals diferències entre la textura d'aquests gneissos i la dels de gra fi. Els ocells presenten macles de deformació (albita o albita + periclina) i sovint estan fracturats. En quedar envoltats per la matriu es formen zones d'ombra de pressió en el seu voltant, en les quals hi cristal·litzen els minerals de la matriu o bé subgrans formats a partir de fragments del mateix porfiroclast. Els porfiroclastos estan afectats per un aixafament aproximadament perpendicular als plans de foliació. Les biotites que els envolten cristal·litzen mimèticament marcant l'aixafament. La matriu està formada per cristalls de feldspats, quars, biotita i localment moscovita. El quarz presenta extincions ondulant o està trencat en subgrans. Igual com els gneissos de gra fi, els ocellars estan afectats per deformacions postectòniques que es tradueixen en ondulacions de la foliació, formació de cisalles o bé en la presència de fractures irregulars.

## IV.2.15. ANÀLISI PETROGRÀFICA

### Moscovita

s'observen tres posicions estructurals de la moscovita:

- 1) moscovita paral·lela a la foliació regional
- 2) moscovita paral·lela a una foliació posterior a la regional
- 3) moscovites que pseudomorfitzen plagiòclasi

Les moscovites paral·leles a la foliació regional es troben en seccions 001. Ténen mida de gra bastant petita, i no poden estar afectades per la deformació postcristalina. Ha estat observada en una mostra moscovita retrogradada a clorita en una moscovita amb deformació del tipus kink-band.

Les moscovites paral·leles a una segona foliació són molt similars a les anteriors. La principal diferència rau en el fet que es paral·lelitzen a una segona foliació. El tipus de secció 001 són iguals que al cas anterior.

Les moscovites que pseudomorfitzen plagiòclasi ténen mida de gra més gran que les anteriors (1.125x0.375). Es presenten en plaques cristallitzades al damunt de les plagiòclasis, amb vores de gra lobulades. Cristalitzen a partir de la coalescència de cristalls de sericita, que tendeixen a alterar preferentment la plagiòclasi, bé sigui a les parts centrals o bé paral·lelament als plans de macla.

### Plagiòclasi

Es distingeixen dos tipus de plagiòclasi:

- a) plagiòclasi que forma part de la matriu de la roca

b) plagiòclasi neoformada a partir de la desestabilització de la paragonita i moscovita paragonítica.

La plagiòclasi de tipus a) forma cristalls de mida de gra l'ordre d'1 mm, aproximadament. Són equidimensionals, i no està zonada òpticament. Té vores de gra arrodonides o una mica irregulars, a causa, en part, de la deformació postcristalina. Sovint presenten macles de l'albita i, localment, de l'albita més periclina. La seva composició és albita, igual com les plagiòclasi de tipus b).

Les plagiòclasis de tipus b) es diferencien de les anteriors perquè, invariablement, es troben associades a silimanita. Ténen formes irregulars. Les anàlisis químiques (mostres 260 i 262) donen composicions des d'un 85% de mols d'albita fins un 98%. En totes elles, el contingut de K és d'un 1%, i el de Ca oscil·la entre els 2 i els 14 mols%. Les determinacions òptiques de les plagiòclasis indiquen composicions entre albita 97 i albita 85. Presenten macles de l'albita.

### Quars

S'observen dos tipus de quars diferent, tot i que hi ha una extensa gama de varietats entre l'un i l'altre:

- a) quars en grans de mida mil·limètrica.
- b) quars en subgrans inframil·limètrics.
- c) quars botrioidal

El quars de tipus a és el que forma la matriu de la roca. Aquest quars presenta vores suturades i extinció ondulant. Té mida de gra aproximada de 1 a 2 mm. Aquests criteris indiquen que el quars no està en equilibri textural. Tendeix a recristal·litzar en grans de mida inferior: els quarsos de tipus b. Es pot considerar, doncs, que els quarsos de tipus b deriven dels a per increment de la deformació. Donat que és un pas gradual, es poden trobar quarsos de tots els estadis entre ambdós.

El quars de tipus b és idioblàstic, de mida de gra 0,049 mm. No presenta extinció ondulant. Les vores de gra tendeixen a lobulades o rectes.

El quars botrioidal té formes molt irregulars. La seva mida de gra és petita (0,06 mm). Es troba sempre associat espacialment a feldspat potàssic i plagiòclasi i ocupa els intersticis entre els dos feldspats. Aquest tipus de quars ha estat interpretat com a antigues mirmequites de la roca plutònica recristal·litzades en forma de quars durant el metamorfisme.

### Feldspat potàssic

S'observen dues generacions de feldspat potàssic.

a) feldspat potàssic que forma la matriu de la roca.

b) feldspat potàssic neofomat a partir de la deshidratació de la moscovita.

El feldspat potàssic de tipus a és pertític. Té mida de gra superior al mil·límetre i presenta macles de deformació de la microclina. Té les vores arrodonides o una mica suturades i són cristalls equidimensionals. Presenta alteració sericítica.

El feldspat potàssic neofomat cristal·litza en forma de microclina, amb macles de l'albita i la periclina. En ocasions presenten vores de gra en contacte amb la plagiòclasi poc definides. Aquests cristalls es reconeixen per mostrar un aspecte més net, sense l'alteració sericítica que s'observa en els altres. La forma dels cristalls és molt irregular, condicionada totalment pels espais lliures en contacte amb la sil·limanita i moscovita amb què reacciona.

### Biotita

Es presenta en cristalls de mida molt petita i són molt poc abundants. Es troba en contacte amb el quars, plagiòclasi feldspat potàssic i granat. Actua com a nucli de les sil·limanites neofor-

mades. En ocasions pot créixer en continuïtat òptica amb moscovita. Presenta cares de tipus (001) orientades paral·lelament a la foliació. Molt sovint estan alterades a clorita.

### Granat

El granat cristal·litza localment en els gneïssos de gra fi. Preferentment es troba als nivells biotítics o bé aïllat, amb orientació mimètica paral·lela a la foliació. Està zonat òpticament. Les anàlisis químiques també reflecteixen una zonació (260g1, g2, g3; 262g7, g8; 262g9, g10). Està una mica alterat. Té mida de gra de fins un mil·límetre, com a màxim. Presenta vores de gra força irregulars i fractures en el seu interior.

### Sil·limanita

Es poc abundant en els gneïssos de gra fi, donat el baix contingut de moscovita en la roca. Això no obstant quasi sempre hi és present quan no s'observa deformació postcristal·lina en la roca. Es presenta en forma de fibrolita, associada espacialment a moscovita, feldspat potàssic, albita i biotita.

IV.2.16. ANÀLISI MICROSTRUC-  
TURAL

L'anàlisi microstructural dels gneissos presenta dues fases de cristallització prògrades i una retrògrada, associada a les deformacions tardanes.

La primera fase de cristallització és sincrònica al desenvolupament de la foliació regional. Durant aquesta fase cristal·litzen la major part de minerals de la paragènesi.

La segona fase de cristallització és estàtica i en ella cristal·litzen la sillimanita, el feldspat potàssic i l'albita.

Finalment s'observa una retrogradació de la paragènesi caracteritzada per la cristallització de sericita i clorita.

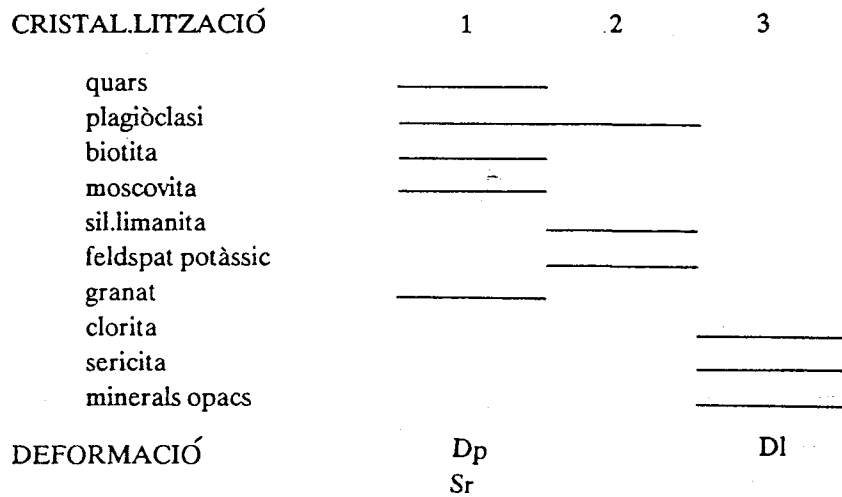


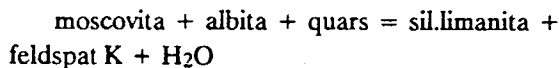
Figura IV.25 Síntesi de les relacions cristallització - deformació observades en els gneissos de la zona estudiada.

#### IV.2.17. COMPATIBILITAT MINERALOGICA

La compatibilitat mineralògica dels gneissos es tractarà conjuntament per als ocellars i els de gra fi. En l'estudi d'aquestes roques han de tenir-se en compte dos sistemes: el sistema AFM on s'inclouen els minerals màfics presents, granat i biotita, i el sistema AKNa on es tracten les relacions entre els feldspats, la sil.limanita i les miques blanques. Cal senyalar que s'ha disposat només de l'anàlisi de minerals per microsonda de dues mostres pertanyents a gneissos de gra fi, per la qual cosa la informació obtinguda és limitada. Això no obstant, per als gneissos ocellars aquesta informació es pot considerar aproximadament correcta, ja que la mineralogia i la composició global del sistema és molt semblant en ambdós tipus de gneissos (vegeu fig. IV.26).

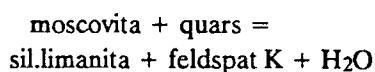
El sistema AKNa de les dues mostres analitzades és a la fig IV.27. En aquestes mostres s'observa la coexistència de moscovita, sil.limanita i feldspat potàssic. També han estat analitzades algunes moscovites coexistents amb albita. Aquestes relacions entre els feldspats i la mica blanca indiquen que la moscovita està reaccionant per formar feldspat potàssic + aluminosilicat. Com ja ha estat comentat en l'apartat de compatibilitat mineralògica del metamorfisme regional de les metapelites, la desaparició de la moscovita té lloc per mitjà de dues reaccions:

a) desaparició inicial de moscovita:



(Evans i Guidotti, 1966; Chatterjee i Froese, 1975)

b) desaparició final de moscovita:



(Evans, 1965; Chatterjee i Johannes, 1974)

La desaparició de la moscovita és una reacció contínua des dels termes més paragonítics fins als més moscovítics. En la primera reacció es consumeixen moscovites més sòdiques. Aquesta reacció té lloc a temperatures inferiors a la segona. La presència d'algun cristall d'albita en contacte amb moscovita indica que encara no s'ha dut a terme totalment la primera reacció. Així mateix, el fet que majoritàriament es trobin moscovites en contacte amb sil.limanita i feldspat potàssic indica que en la roca s'està essencialment desenvolupant la reacció terminal de desaparició de la moscovita. Com en altres casos, el fet que en una mateixa secció es desenvolupin dues reaccions que, segons les corbes d'equilibri experimentals, tenen lloc a temperatures diferents indica un equilibri en mosaic.

El diagrama AKNa mostra la presència de moscovita amb un contingut en Na molt baix o nul. Aquesta composició de la moscovita denota que la reacció terminal de desidratació de la moscovita està pràcticament acabada, només resten les moscovites més potàssiques per reaccionar. Per tant, la temperatura del sistema està per sobre de la isograda moscovita + quars.

Les anàlisis de roca total dels gneissos estan representats a la figura IV.26. S'ha utilitzat per representar-los el sistema AKNa per tal de poder-los comparar amb les anàlisis mineralògiques dels minerals del mateix sistema. En aquest diagrama s'observa que la composició global del sistema se situa aproximadament en el punt mig dels vèrtexs  $\text{KAlO}_2$  i  $\text{NaAlO}_2$ , tot i que s'observa un contingut en Na lleugerament superior al contingut de K. El predomini dels feldspats en els gneissos queda expressat per la situació desplaçada cap a la línia  $\text{KAlO}_2 - \text{NaAlO}_2$  de les roques analitzades. Així mateix, cal observar que les anàlisis corresponents a gneissos de gra fi tenen una composició molt semblant a la dels gneissos ocellars.

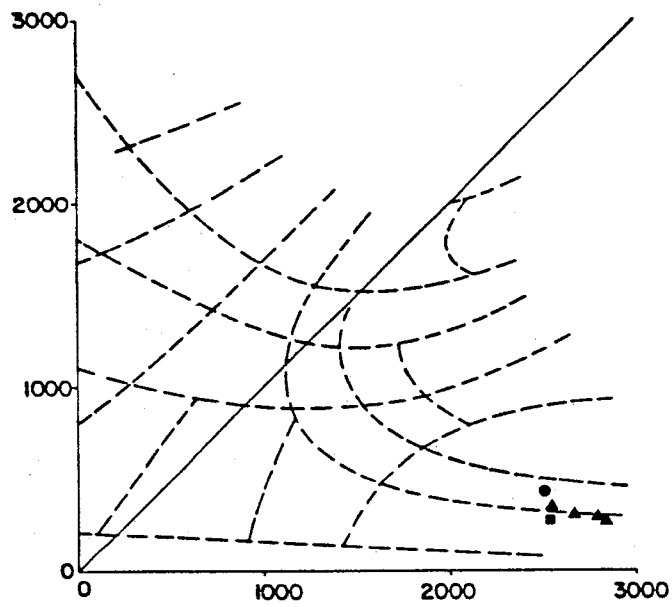


Figura IV.26. Diagrama de les anàlisis de roca total dels gneïssos de gra fi, ocellars i del Mas Blanc.

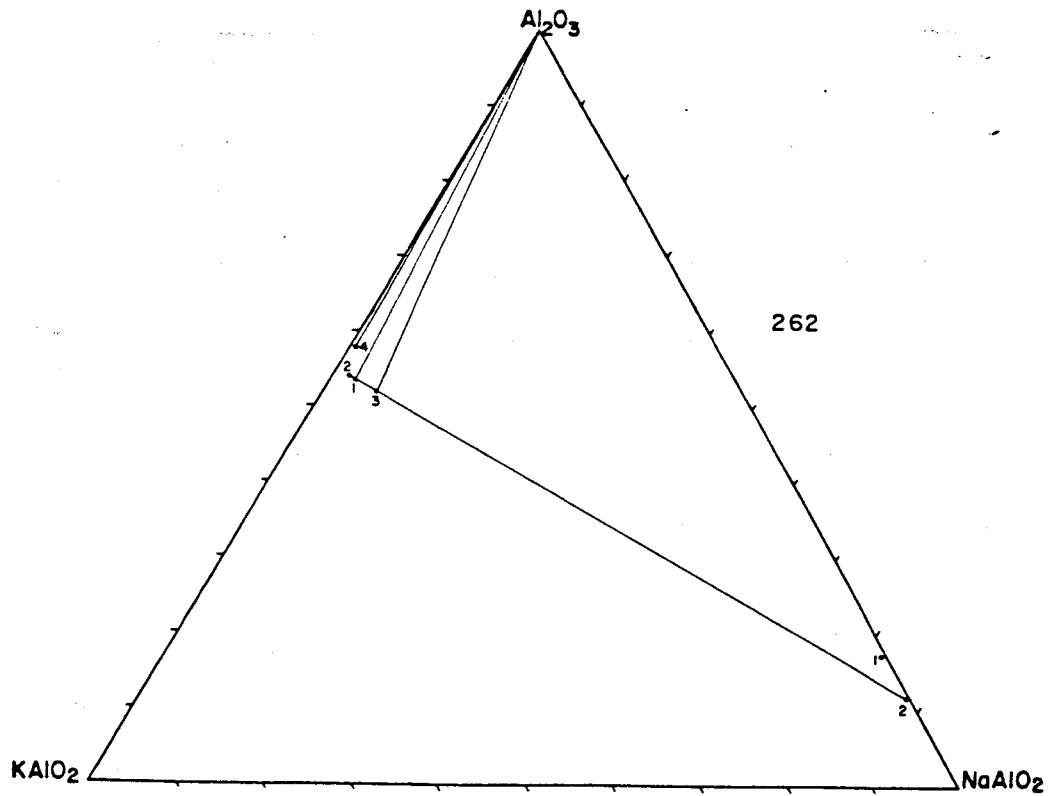


Figura IV.27. Representació en un diagrama AKNa de les anàlisis de roca total dels gneïssos analitzats.



El diagrama AFM de les dues mostres de gneissos de gra fi analitzades és a la fig IV.29. Aquestes dues mostres contenen granat, biotita i sil.limanita. La sil.limanita no s'ha trobat mai en contacte amb el granat, per la qual cosa no s'han lligat ambdós minerals amb línies de conjunció en el diagrama AFM. Cal notar que la composició dels granats analitzats és molt diferent de la dels granats existents en les metapelites. Els granats dels gneissos presenten un alt contingut en Fe i Mn i molt baix en Mg. Alguns granats analitzats al centre i a la vora indiquen una zonació, amb una composició lleugerament més magnèsica al centre i més fèrrica a la vora. L'enriquiment en Fe a la vora del cristall indica zonació retrògrada. Aquesta observació és recolzada per les observacions microscòpiques d'altres granats en gneissos, en els quals la biotita pseudomorfitza el granat. La composició de la biotita també és molt diferent de la de les biotites observades en totes les roques de la sèrie cambro-ordoviciana. Presenten un contingut molt més alt en Fe i molt més baix en Mg que les biotites dels altres tipus de roques analitzades (metapelites, esquistos quarsofeldspàtics i amfibolites). Això no obstant, les dades d'aquestes biotites s'han de prendre com a semiquantitatives, ja que la suma dels elements analitzats no és superior al 88% en pes.

Malgrat que les dades de les anàlisis de les biotites s'hagin de prendre amb precaucions i malgrat que els granats analitzats presenten un contingut elevat en Mn s'han realitzat termometries del parell granat - biotita, en aquells cristalls que es troben en contacte. Les dades s'han obtingut a partir de les calibracions de Thompson (1976), Holdaway i Lee (1977), Ferry i Spear (1978), Newton i Haselton (1981), Hodges i Spear (1982), Perchuk i Lavrent'va (1983), Ganguly i Saxena (1984) i, en darrer lloc, Indares i Martignole (1985). Les temperatures s'han calculat per a una pressió estimada de 2,5 Kbars. Els valors obtinguts són negatius sistemàticament per als termòmetres de Thompson (1976) i Indares i Martignole (1985). Per a les altres calibracions, les

temperatures obtingudes oscil·len entre 170°C i 375°C, segons els parells analitzats i els autors. Aquestes temperatures tan baixes no poden correspondre a la temperatura màxima assolida pel metamorfisme regional en els gneissos. Cal recordar, que la temperatura aproximada de la reacció terminal de deshidratació de la moscovita és de 560°C a una pressió de 1 Kbar i augmenta proporcionalment amb la pressió. És clara, doncs, la incoherència entre els dos resultats obtinguts. Per tant, les temperatures calculades a partir de la termometria granat - biotita s'interpreten com a reequilibracions posteriors al clímax metamòrfic, probablement durant les fases de plegament tardà.

De l'estudi de la compatibilitat mineralògica dels gneissos ocellars i de gra fi de la zona estudiada es poden concloure una sèrie de punts:

- Les paragènesis observades presenten sil.limanita, per la qual cosa poden ser relacionades amb la zona de la sil.limanita de les roques pelítiques afectades per metamorfisme regional.

- La temperatura màxima assolida pels gneissos és superior a la temperatura de desestabilització de la moscovita en presència de quars per donar sil.limanita i feldspat potàssic. Això implica que és superior als 560°C.

- L'evolució del sistema AKNa dels gneissos és molt semblant a la del mateix sistema en les metapelites. Tot i que no s'ha realitzat una trajectòria del metamorfisme per als gneissos, les dades obtingudes es poden encaixar amb la trajectòria expressada per a les metapelites.

- La presència de granat ocasionalment en els gneissos no proporciona informació addicional sobre la temperatura màxima assolida, ja que granat i biotita presenten reequilibraments a temperatures més baixes.

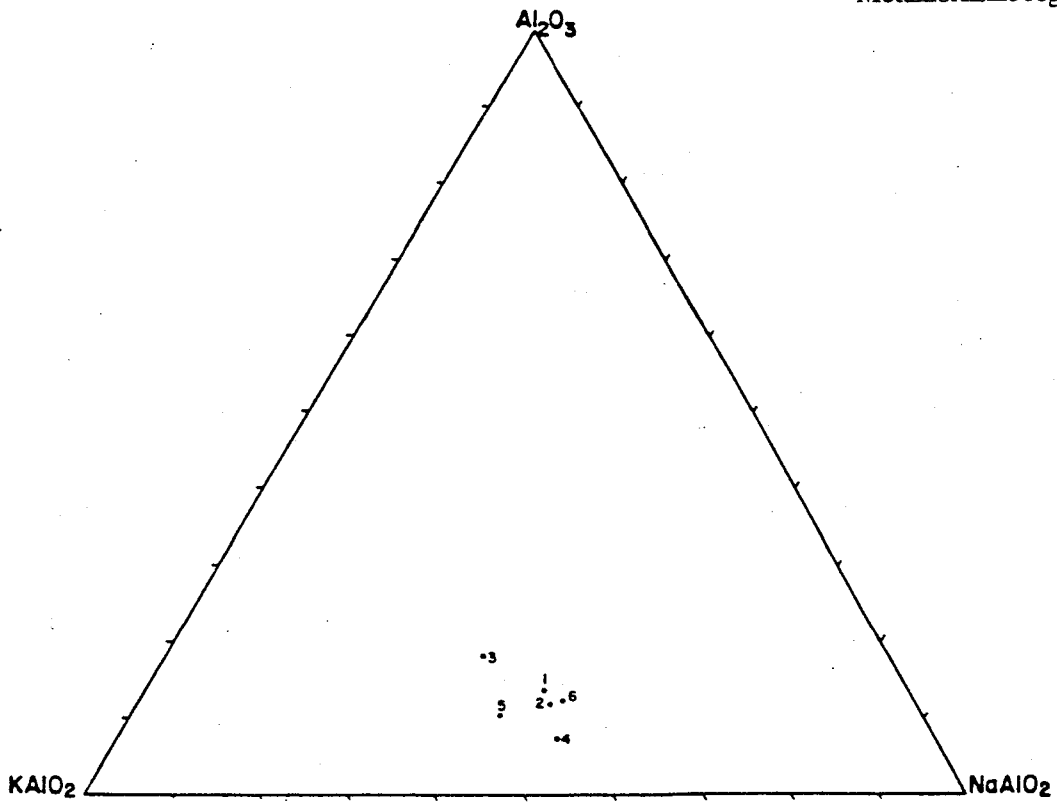


Figura IV.28. Representació en un diagrama AKNa de les anàlisis de roca total dels gneissos.

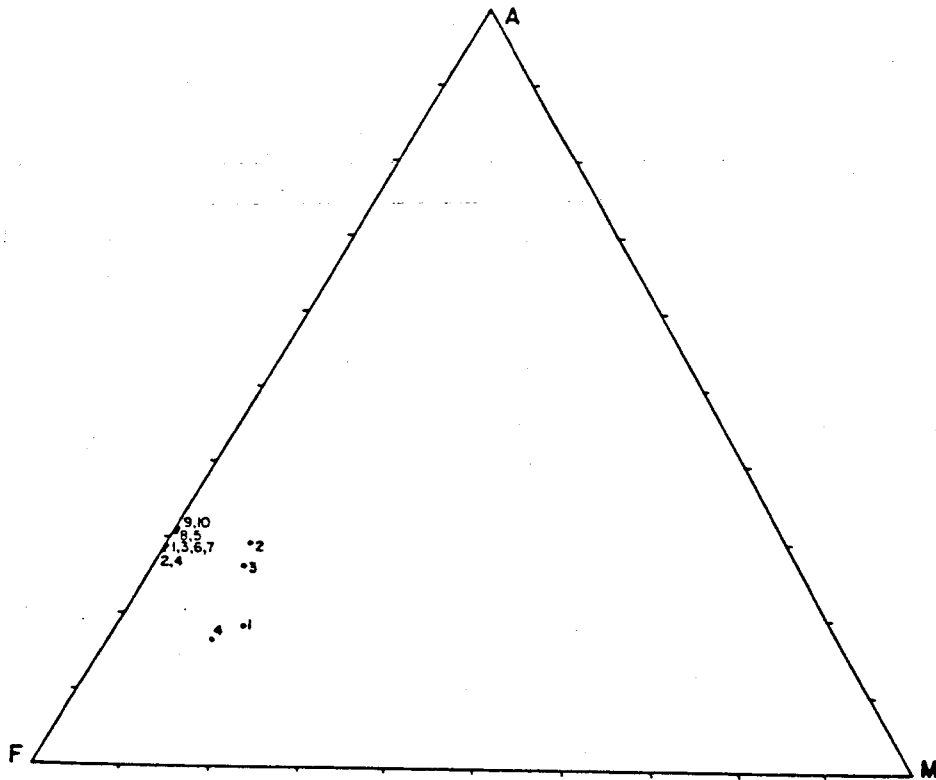


Figura IV.29. Compatibilitat mineralògica en el sistema AFM dels gneissos de gra fi amb granat analitzats.

## **Làmina IV.4      Metamorfisme regional**

**Fotos 1 i 3.** *Moscovita desestabilitzada amb sil.limanita a les vores en un gneiss de gra fi. A les vores de la moscovita cristal.litza feldspat potàssic neofomat. Nícols creuats.*

**Foto 2.** *Cristalls de granat paral.lels a la foliació regional i nucleats en els nivells biotítics. Gneiss de gra fi. Nícols paral.lels*

**Foto 4.** *Cristall de plagiòclasi zonat en un gneiss de gra fi. Nícols creuats.*

## MUNTANYA DEL MONTROIG

El metamorfisme regional que afecta els materials ordovicians superiors i silurians del Montroig és molt lleu a inexistent. Es limita a cristallitzacions localitzades de sericita i moscovita paral·lelament a la foliació regional existent en la major part de la muntanya. En els indrets on no s'observa foliació regional, les roques no presenten cap signe de recristal·lització metamòrfica. També és de destacar que la foliació no va sempre acompanyada de recristal·lització dels minerals preexistents. En algunes seccions primes s'observa que la foliació és marcada exclusivament per argiles o materials carbonosos foscos.

Les recristal·litzacions metamòrfiques tenen lloc tant en les roques sedimentàries (llimolites i conglomerats) com en les andesites i toves andesítiques de l'Ordovicià superior, les pissarres negres silurianes no presenten ni foliació ni recristal·lització metamòrfica. Pel que fa a les llimolites s'observa que la formació de sericita i moscovita es distribueix força homogèniament i sempre paral·lelament a la foliació. Se solen distingir cristalls detrítics relictos, de mida de gra lleugerament superior a la de la matriu recristal·litzada. Aquests grans detrítics poden ser de

quars, biotita i moscovita i sempre estan envoltats per la foliació, evidenciant el seu caràcter prefoliar. Els quarços de les passades sorrenques, quan n'hi ha, presenten vores anguloses; les biotites estan alterades totalment o parcial a clorita. L'aspecte de mostra de mà d'aquestes roques és de roca sedimentària, amb una pissarrositat, en la qual es poden veure, ocasionalment, passades detrítics més grolleres; la mida de gra dels cristalls neofornats mai és visible a ull nu.

En els nivells conglomeràtics la cristallització de sericita i moscovita es localitza en la matriu i en els nivells de mida de gra més fina. Els còdols, de quars, són agregats policristal·lins, amb les vores dels subgrans suturades i sovint mig formades i amb extincions ondulants.

En les andesites i toves andesítiques les sericites cristal·litzen orientades segons la foliació regional en l'interior dels fenocristalls de plagiòclasi encara reconeixibles. La recristal·lització en aquestes roques és molt lleu, tret d'aquests indrets, i en general s'observa la textura original.

### IV.3. METAMORFISME DE CONTACTE

El metamorfisme de contacte en la zona estudiada es produeix en tots aquells materials situats al voltant dels cossos intrusius i se sobreposa a les principals fases de cristallització (CR1 a CR5) i deformació (D1 a D4) associades a l'episodi metamòrfic regional. Els materials afectats presenten una intensitat del metamorfisme variable en funció de la seva posició relativa en la sèrie paleozoica, de la composició de la roca ígnia amb què es posen en contacte, i de la distància al cos intrusiu. Així, a la Muntanya del Montroig, a l'extrem meridional de la zona estudiada, on intrueixen granits i pòrfirs granítics en materials de la sèrie ordoviciana superior i siluriana, molt lleument afectats pel metamorfisme regional, es forma una aurèola metamòrfica, la intensitat màxima de la qual se situa en l'inici de la zona de l'andalusita - cordierita. A la part nord, al Massís del Roc de Frausa, on els granitoides intrueixen en materials de la sèrie cambro-ordoviciana afectats per un metamorfisme regional de grau més elevat que a la Muntanya del Montroig (zona de l'andalusita i zona de la sillimanita), la intensitat màxima assolida pel metamorfisme de contacte se situa en la part superior de la zona de l'andalusita - cordierita i puntualment en la zona de la sillimanita (coexistent amb granat o amb cordierita). En aquest cas, l'empremta del metamorfisme de contacte és molt accentuada i és observable, en l'aflorament, per un canvi de la microestructura de les roques. Al microscopi també es pot diferenciar la microestructura relictada de la neoformada. Això no obstant, en roques situades regionalment en la zona de la sillimanita i que han sofert una intensa recristallització pel metamorfisme de contacte és difícil d'esbrinar a quin dels dos processos pertany la microestructura observada. Aquest efecte és causat principalment, pel fet que el clímax metamòrfic regional s'assoleix amb posterioritat a la formació de l'esquistositat regional per la qual cosa la recristallització causada pel metamor-

fisme regional és molt elevada. La intensa corneanificació observada en l'aflorament de la franja amb tals microestructures ha motivat que aquestes roques s'hagin inclòs dintre del metamorfisme de contacte.

El gruix de l'aurèola metamòrfica és variable en les diferents àrees estudiades. En la zona del Montroig on els materials paleozoics estan envoltats per granitoides l'aurèola metamòrfica és aproximadament concèntrica, truncada a la part sud pel contacte amb els terrenys garumians de Darnius i Viure. El gruix màxim de l'aurèola és de 700 a 800 metres; els materials de grau metamòrfic més elevat se situen a les vores de la muntanya, en les zones més properes al granit i els materials de grau més baix a les parts més altes de la muntanya, llunyanes al granit. En les franges d'esquistos al nord de Maçanet de Cabrenys i de La Vajol, l'efecte del metamorfisme de contacte es detecta des d'una distància de 150 metres fins uns 500 metres depenent de la zona. Cal observar que aquesta distància és menor ja que la sobreposició dels dos tipus de metamorfisme desdibuixa els caràcters particulars.

L'estudi del metamorfisme de contacte ha estat efectuat preferentment en els materials de composició pelítica de la sèrie paleozoica. Les motivacions han estat la major abundància d'aquest tipus de sediments al llarg de tota la sèrie representada (des del Cambro-Ordovicià fins a l'Ordovicià Superior i Silurià), llur millor reflectiment del canvi de condicions de pressió i temperatura durant tot el procés, la major facilitat de reconeixement microestructural del procés metamòrfic regional i de contacte quan estan sobreposats i, en darrer lloc, la possibilitat d'efectuar comparacions entre les trajectòries seguides pels metamorfismes regional i de contacte.

## MASSIS DEL ROC DE FRAUSA

### IV.3.1. ZONACIÓ MINERALÒGICA

Les roques pelítiques afectades pel metamorfisme de contacte es caracteritzen per una recristal·lització molt elevada que oblitera les estructures anteriorment existents. Aquesta recristal·lització comporta un canvi en l'aspecte de la roca visible tant a escala macrostructural com microstructural. Macrostructuralment es reconeixen per l'aspecte corneànic amb la textura esquistosa totalment esborrada. Són roques molt ben recristal·litzades, característica que els dona duresa i aparença massissa, tocant al contacte amb els granitoides intrusius. Aquest caràcter corneànic es va perdent amb la llunyania al contacte, a mida que es comença a observar clarament la microestructura esquistosa i un aspecte retrogradat d'aquests esquistos. El tret microstructural més distintiu de les roques afectades pel metamorfisme de contacte és l'arranjament dels cristalls en una textura granoblàstica en la que destaquen els fil·losilicats amb microestructura granoblàstica decusada i els porfiroblastos desorientats de cordierita. En les zones més externes de l'aurèola es reconeixen per la presència de cristalls de moscovita desorientats i per una retrogradació de les paragènesis regionals a moscovita i sericita. La presència d'aquests minerals ha estat utilitzada per definir unes zones característiques:

- zona de la moscovita
- zona de la cordierita
- zona de la sil·limanita - cordierita
- zona de la sil·limanita - granat

La zona de la moscovita i la zona de la cordierita estan molt ben representades, tal com es pot observar al mapa d'isogradades. En canvi, les zones de la sil·limanita - cordierita i sil·limanita - granat són puntuals i es troben reduïdes a petits sectors situats a la part norest del massís, en contacte amb els cossos intrusius de composició intermèdia a bàsica (mapes 1 i 2). La importància d'aquestes zones, a diferència de les anteriors, rau en la presència d'associacions mineralògiques d'alta temperatura pertanyents al metamorfisme de contacte, més que en la seva extensió geogràfica. Al mapa, s'han representat per punts corresponents a la situació de les mostres descrites amb tals paragènesis.

#### Zona de la moscovita

En el Massís del Roc de Frausa, les parts més externes de l'aurèola de contacte es reconeixen per la presència de cristalls de moscovita de fins a 1 o 2 mm, en roques amb microestructura foliada. La moscovita desorientada ha estat utilitzada com a guia sobre el terreny per determinar el gruix màxim de l'aurèola (mapa 2), ja que el caràcter corneànic d'aquestes roques en l'aflorament és molt lleu i per contra, la intensitat del metamorfisme regional que les afecta és més elevada. En molts indrets es poden observar, a més, els esquistos retrogradats. Al microscopi és patent una forta alteració de les roques esquistoses d'alt grau, amb cristal·lització estàtica de moscovita i sericita que reemplacen cristalls de cordierita, aluminosilicats o feldspats, també s'observen les biotites alterades a clorita més opacs (rútil sagenític). Així les paragènesis estables en aquesta zona inclouen aquests minerals més el quars, que no s'altera:

- clorita + moscovita + quars

La microestructura d'aquestes roques és granoblàstica i de tipus niu d'abella, donada pels cristalls de sericita que envolten els quarços i els porfiroblastes alterats.

Cal afegir, malgrat tot, que les retrogradacions són molt abundants en tot el massís del Roc de Frausa. També s'han observat retrogradacions estàtiques a clorita + moscovita (sovint sericita) en paragènesis de contacte, per la qual cosa cal suposar que existeix més d'una fase retrògrada, les quals se superposen i, per tant, poden ser confoses ja que totes presenten les mateixes associacions minerals.

## Zona de la cordierita

### Mineralogia i associacions minerals

Aquesta zona és representada per les corrianes del voltant dels granitoides intrusius i en tots els septa, tant de mida decamètrica com mètrica, propers al contacte (mapa 2). El gruix d'aquesta zona no és gaire elevat, com a màxim arriba als 100 o 150 metres, aproximadament, però es troba ben desenvolupada arreu de l'aurèola del Massís del Roc de Frausa. La recristal·lització induïda pel metamorfisme de contacte afecta la pràctica totalitat de la roca, per la qual cosa es poden distingir diverses paragènesis:

- moscovita - biotita
- plagiòclasi - biotita
- andalusita (?) - cordierita - biotita

En el Massís del Roc de Frausa l'andalusita no és massa abundant i, a la inversa del que passa amb la cordierita, no mostra criteris microestructurals prou evidents per atribuir-la al procés metamòrfic de contacte. És possible que part de l'andalusita recristal·litzi al damunt d'altres preexistents, donat que aquesta és estable en les condicions pressió i temperatura d'aquesta zona. La presència de sil·limanita, orientada mimèticament paral·lelament a la foliació, també ha estat atribuïda a l'episodi metamòrfic regional, com ho

indica el fet que localment s'observen incloses dintre de cordierita i que no s'observen signes de reacció entre ambdues.

A més d'aquests minerals també es troben quarços i plagiòclasi. Els minerals accessoris més importants són la turmalina, els opacs (generalment ilmenita) i el zircó, sovint tots tres associats a biotita. Són freqüents les retrogradacions de les paragènesis a causa de processos posteriors de més baixa temperatura. Destaquen l'alteració de la cordierita a pinnita i la posterior recristal·lització d'aquesta a moscovita pseudomorfa, l'alteració d'andalusita a sericita, de biotita a clorita + opacs (rútil sagenític) i d'ilmenita a leucoxè.

### Microestructura

En el Massís del Roc de Frausa les roques d'aquesta zona mostren un aspecte corneànic clar amb una recristal·lització de la major part o tots els minerals. La seva microestructura és ben diferenciable de la microestructura esquistosa preexistent, tant a escala macroscòpica com microscòpica.

Les roques solen presentar una laminació in-framillimètrica de nivells pelítics i psamítics. Els nivells pelítics estan composts per cordierita i biotita, essencialment, i per quarços i plagiòclasi en menor quantitat; els nivells psamítics són formats per quarços i plagiòclasi i per petites biotites. En algunes mostres s'observa moscovita associada a biotita o aluminosilicat (andalusita o sil·limanita) en els nivells pelítics. Texturalment aquests nivells són força discontinus i no preserven la microestructura relictiva tan bé com els psamítics, a causa de la recristal·lització de les biotites amb orientació decusada i de la blastesi de cordierites, incloent biotites desorientades (foto 1, làm. IV.3). La mida de gra de les biotites d'aquests nivells sol ser més gran (0.94 x 0.15 mm) que la dels nivells psamítics (0.44 x 0.14 mm).

Els nivells psamítics presenten textura granoblàstica poligonal i abundants punts triples. La major o menor abundància de petits nuclis de biotita influeix en la mida de gra dels quarços i

plagiòclasi i intercepta llur creixement. Les biotites s'ordenen mimèticament seguint els antics plans d'esquistositat. Són abundants els punts triples entre quars - biotita i plagiòclasi - biotita en angles de  $90^\circ$ , controlats per l'anisotropia de la biotita.

### Zona de la sil.limanita - cordierita

Com ja s'ha dit, aquesta zona té caràcter local; només ha estat observada en una estreta franja, prop del contacte amb la tonalita, a l'oest i nord del Coll de Lli (mapa 2). Les paragènesis i la microestructura d'aquestes roques són exclusives d'aquest sector i han estat atribuïda al metamorfisme de contacte a causa de la notable recristal·litització que presenten.

#### Mineralogia i associacions minerals

Les associacions minerals característiques d'aquesta zona són:

- sil.limanita - biotita - quars
- sil.limanita - biotita - cordierita
- cordierita - biotita - quars

Localment s'observa també moscovita, plagiòclasi i andalusita. L'andalusita juntament amb la biotita, plagiòclasi i quars forma una paragènesi que ha estat interpretada com a relicta. Com a minerals accessoris destaquen la ilmenita, associada a sil.limanita i biotita, el zircó, sovint inclòs en biotita i la turmalina. En alguns punts s'observa una alteració parcial de la plagiòclasi per sericita i moscovita secundària.

#### Microestructura

La microestructura de les roques d'aquesta zona és corneànica tant en mostra de mà com al

microscopi. S'observa un bandat inframil·limètric de nivells quarsítics alternant amb nivells sil.limanítics amb abundant biotita. Els nivells sil.limanítics tenen forma sinusoïdal de manera que els cristalls que els formen es distribueixen en forma arquejada i envolten els quarsos i les cordierites dels altres nivells. Aquest fet ha estat interpretat com un aixafament de la roca en un moment anterior de la seva història tectono-metamòrfica, donat que no s'observen signes de deformació post-cristal·lina en cap dels minerals que formen la roca.

### Zona de la sil.limanita - granat

Aquesta zona se situa al nord de l'àrea estudiada, entre el Pic de Salines i el Pic de Fontfreda, a la part central del Massís del Roc de Frausa (mapa 2). Es localitza en les metapelites que estan en contacte amb una petita massa de gabres intruïts en aquests materials. Aquestes roques mostren una orientació grollera, aproximadament paral·lela a la foliació regional i estan molt ben recristal·litzades (els granats tenen una mida de gra de fins a 15 mm de diàmetre) (foto 7, làm. IV.4).

#### Mineralogia i associacions minerals

Les paragènesis que caracteritzen aquesta zona són:

- biotita - granat - sil.limanita
- sil.limanita - feldspat potàssic
- granat - feldspat potàssic

El quars és omnipresent i la plagiòclasi ocasional. Igualment és molt notable la presència de cordierita en algunes de les roques amb granat. L'estudi en làmina prima ha revelat que tot i que cordierita i granat es poden trobar molt propers, en una mateixa secció, mai estan en contacte. Per aquesta raó cordierita i granat no es poden considerar com a minerals d'una mateixa paragènesi, sinó que formen un equilibri en



mosaic. També s'observen gran quantitat de minerals opacs (ilmenita) en equilibri amb biotita i granat. Són de destacar els zircons, inclosos en biotita o en contacte amb sil.limanita. En una secció prima s'ha detectat la presència de corindó blindat dintre de moscovita i espinella (hercinita) i sil.limanita tots ells inclosos, alhora, en un porfiroblast de plagiòclasi, que engloba una foliació relictada (?) perpendicular a la regional.

Els minerals secundaris més importants són la moscovita i la sericita formades a partir de plagiòclasi o feldspat potàssic, la clorita d'alteració de granat i clorita + opacs de biotita i l'epidot d'alteració de plagiòclasi.

#### Microestructura

La microestructura de les roques d'aquesta zona es caracteritza per una gran heterogeneïtat causada per la interpenetració entre les dues roques en contacte: el gabre i l'encaixant

metapelític. Els contactes entre la roca plutònica i l'encaixant estan molt interpenetrats i són freqüents les mostres que presenten zones gabroïques, amb textura granuda i zones amb encaixant metamòrfic amb textura granoblàstica, de mida centimètrica. Presenten una microestructura esquistosa irregular, amb una alternança de nivells pelítics i quarsífics. En les zones i nivells predominantment pelítics s'observa la presència de biotita, sil.limanita i granat i, localment, cordierita. La cordierita i el granat solen presentar-se en els nivells pelítics però en contacte amb el quars i feldspat potàssic dels nivells psamítics. El granat també pot trobar-se dintre de la part ígnia de la roca, en zones amb microestructura granuda. Els minerals d'hàbit elongat, sobretot biotita i sil.limanita, es disposen a l'atzar. Els minerals d'aquesta zona poden trobar-se parcialment alterades. Destaquen el feldspat potàssic i la cordierita, com a minerals més alterats, a sericita i moscovita.

### IV.3.2. ANÀLISI PETROGRÀFICA

L'anàlisi petrogràfica de les roques afectades pel metamorfisme de contacte ha estat realitzada seguint el mateix esquema que per a les roques afectades pel metamorfisme regional. En aquesta anàlisi es comenten les diverses posicions estructurals i generacions dels principals minerals, les quals s'expressen per l'abreviació del mineral seguida d'un número d'ordre (Bi1, Cd1...). Les dues fases de cristallització s'especifiquen de la mateixa manera (Cr1 i Cr2). La síntesi de l'anàlisi petrogràfic i microstructural està esquematitzada a la figura IV.30.

#### Biotita

La biotita (Bi1) es presenta en forma de cristalls tabulars desorientats o bé orientats mimèticament respecte a l'esquistositat regional preexistent. En els indrets on el metamorfisme de contacte és de grau més elevat, la microestructura esquistosa originada en el procés anterior no es preserva i les biotites presenten microestructura decusada.

Les biotites del metamorfisme tèrmic tenen més a xenoblàstiques que les del metamorfisme regional i solen presentar un color marró més vermellós que les altres, a voltes amb petites inclusions d'ilmenita. La seva mida de gra és variable en funció del grau metamòrfic de la roca i de la posició estructural que ocupen els cristalls: Les biotites de les zones de grau més elevat tenen mides lleugerament superiors (0.95 x 0.2mm) i, al contrari, les biotites situades en nivells quarsofeldspàtics tenen mides més petites (0.44 x 0.14mm).

Les biotites poden estar incloses dintre dels porfiroblastos de cordierita o andalusita o dels cristalls de plagiòclasi (Bi1). Tenen una mida de gra inferior a les no incloses (0.077 x 0.049mm). Poden presentar-se tant desorientades com orientades, seguint en aquest cas l'esquistositat relictiva o bé, ocasionalment, segons un disseny en arc

poligonal, marcant plectes de l'esquistositat, fossilitzats pel metamorfisme de contacte.

Les inclusions de zircó dintre de la biotita són omnipresents. En alguns casos es troben els zircó en la interfase amb cordierita, granat o sillimanita, o ja totalment inclosos dintre d'aquests altres minerals.

En algunes mostres s'han observat biotites deformades amb extinció ondulant o bé amb deformacions de tipus kink-bands. Aquestes deformacions estan associades a la formació de clorita + opacs provinents de l'alteració de la biotita.

#### Moscovita

La moscovita es un mineral relativament poc abundant en les cornianes pelítiques del Massís del Roc de Frausa. En les roques de la zona de la moscovita es poden observar a ull nu els cristalls desorientats de mida de gra de 2 mm com a màxim en els esquistos afectats pel metamorfisme regional anterior. Al microscopi aquestes moscovites (Ms1) es reconeixen per formar plaques desorientades, les quals sovint pseudomorfitzen antics porfiroblastos produïts en el metamorfisme regional. Tant andalusita com cordierita solen estar totalment alterades a sericites que coalesceixen per formar veritables moscovites (Ms1). En algun cas també pseudomorfitzen plagiòclasi o feldspats potàssics.

En les roques de la zona de la cordierita la moscovita no és gaire abundant i la seva mida de gra és bastant petita (0.35 x 0.17mm). La posició estructural més abundant que presenta és inclosa en porfiroblastos de cordierita.

En les roques de la zona de la sillimanita encara es poden trobar alguns cristalls aïllats de moscovita, en l'interior d'alguna cordierita i en contacte amb biotita. Aquests cristalls solen presentar, però, vores de reacció amb ambdós minerals. En alguns punts se'n veuen amb vores de reacció i sillimanita cristallitzada a les vores. Els cristalls de sillimanita pseudomorfitzen mos-

covita. Tota la moscovita descrita fins aquí representa una mateixa generació (Ms1), la qual ha estat atribuïda a la primera fase de cristallització (Cr1) del metamorfisme de contacte prògrade.

Existeixen, a més, altres cristalls de moscovita estàtics (Ms2) que pseudomorfitzen els porfiroblastos de cordierita i plagiòclasi (P11) formats durant el metamorfisme de contacte. La presència de moscovita posterior a la cristallització de contacte fa que aquests siguin mals indicadors dels processos metamòrfics de la zona.

## Plagiòclasi

La plagiòclasi es troba en dues generacions:

a) plagiòclasi sòdico-càlcica (P11), en les cornianes de grau baix a mig.

b) albita (P12), neoformada, en les cornianes de la zona de la sil.limanita - cordierita.

La plagiòclasi del primer tipus (P11) és la més abundant. Presenta microestructura granoblàstica poligonal amb vores rectes a corbades, quan les roques estan ben recristal·litzades o bé d'asserrades a lobulades en aquelles roques que han sofert deformació postcristal·lina.

En les cornianes menys recristal·litzades es conserva la textura esquistosa i el bandat relict i la plagiòclasi es distribueix preferentment en nivells juntament amb quars que alternen amb nivells biotítics. En les cornianes de la zona de la cordierita la microestructura esquistosa desapareix completament i dona pas a una microestructura granoblàstica sense distribució preferent i, en general, sense evidències de deformació postcristal·lina.

Incidentalment, alguna d'aquestes plagiòclasis sense signes de deformació postcristal·lina inclou biotites i opacs que marquen la forma d'un plec anterior a la blastesi de les plagiòclasis.

Els grans de plagiòclasi, així com els de quars són equant i la mida de gra d'ambdós és aproximadament de 0.543 mm en els cristalls de la zona de la cordierita. Algunes de les plagiòclasis poden presentar macles polisintètiques segons la llei de l'albita.

La plagiòclasi del segon tipus (P12), de composició albítica, és menys abundant que la primera. Es troba en les cornianes de la zona de la sil.limanita - cordierita i està lligada genèticament a la reacció de deshidratació de les miques blanques per donar lloc a l'associació sil.limanita + albita. Està associada espacialment a moscovita i a sil.limanita. En alguns casos poden presentar mirmequites. Les característiques texturals de les mirmequites són similars a les formades en les plagiòclasis del metamorfisme regional, encara que no són tan abundants ni tan ben desenvolupades i la seva gènesi s'interpreta de la mateixa manera (vegeu apartat IV.2.2 i IV.2.4).

L'alteració incipient de la plagiòclasi dona sericita. Si aquesta alteració progressa cristal·litza moscovita, la qual pot pseudomorfitzar totalment la plagiòclasi (relictos armats o *armoured relicts*) (foto 1, làm. IV.4). Aquest no obstant, pot haver-se produït, en part, posteriorment al metamorfisme de contacte.

## Feldspat potàssic

La presència de feldspat potàssic (Fk1) és molt restringida. Només s'ha observat en algunes mostres de la zona de la sil.limanita - cordierita i en la zona de la sil.limanita - granat. Sempre és associat espacialment a sil.limanita, granat, cordierita, quars i biotita. És xenoblàstic, de mida de gra aproximada 0,3 mm. i generalment pertític.

En algunes mostres està força alterat a caolí i a miques blanques i dona un aspecte de "niu d'abella" a la microestructura, amb cristalls de caolí envoltant els quarsos de la matriu.

## Cordierita

La cordierita (Cd1) és el mineral més característic de les cornianes de l'aureòla del Massís del Roc de Frausa i del Montroig. Es present en la major part de les paragènesis de contacte de l'àrea estudiada des de la zona de la cordierita, on primer apareix, fins la zona de la sil.limanita - cordierita.

En la zona de la cordierita es presenta en forma de porfiroblastos o poiquiloblastos xenoblàstics arrodonits, de mida de gra variable, en molts casos observable a ull nu (fins a 5 o 6 mm de diàmetre). En les zones de grau més elevat (zona de la sil.limanita) tendeix a ser més idioblàstica i sovint s'observen cares cristal·lines, sobretot quan la cordierita està en contacte amb quars (foto 4, làm. IV.3).

En la zona de la sil.limanita, les cornianes amb cordierita es caracteritzen pel seu aspecte massís i microestructura granoblàstica. Al microscopi és evident la desorientació dels porfiroblastos, inclosos en una matriu amb textura granoblàstica o, a voltes, amb una textura esquitosa preservada. Generalment són idioblàstics (foto 4, làm.IV.3) i inclouen cristalls de biotita, moscovita o sil.limanita. De tant en quant també s'hi poden trobar zircons completament inclosos en la cordierita o bé en el contacte o en l'interior d'una biotita alhora inclosa en cordierita. Les biotites i moscovites incloses poden estar disposades paral·lelament als plans de foliació preexistents o desorientades. En ambdós casos representen probablement cristalls neoformats en condicions estàtiques durant el metamorfisme de contacte, orientats mimèticament segons l'anisotropia prèvia en el primer cas. Les sil.limanites incloses en les cordierites de la zona de la cordierita s'interpreten, en canvi, com a relictos del procés metamòrfic regional anterior, de grau més elevat en aquests indrets.

En les cornianes que s'ha preservat el bandat pelític- psamític relict, la cordierita tendeix a

situar-se preferencialment en els nivells pelítics, juntament amb els fil·losilicats. Aquestes bandes tendeixen a esborrar la foliació relict. En elles es pot observar una relació inversa entre l'abundància de fil·losilicats i de cordierita, és a dir, en aquelles que hi ha més cordierita hi ha una disminució en fil·losilicats.

Alguns cristalls de cordierita presenten macles cícliques (foto 2, làm. IV.4), altres es troben lleugerament deformats, amb extinció ondulant i, a vegades, amb les vores dels cristalls de color grogós producte de l'alteració parcial a pin·nita. Quan l'alteració és molt avançada les roques poden arribar a presentar microestructura en niu d'abella.

## Andalusita

L'andalusita és menys abundant en les cornianes pelítiques que en les roques pelítiques de la zona de l'andalusita del metamorfisme regional. Si més no, sistemàticament, en observar-les al microscopi, donat que no solen presentar tantes inclusions com les cordierites és més difícil de constatar si han recrist·litzat posteriorment al clímax metamòrfic regional. Per aquesta raó, la cristal·lització d'andalusita s'ha representat amb línies discontinües en la figura IV.30 d'esdeveniments de cristal·lització.

L'andalusita ha estat observada en mostres de la zona de la cordierita i de la zona de la sil.limanita. En la zona de la cordierita, l'andalusita és xenoblàstica i pot incloure opacs. En una secció ha estat observada biotita desorientada, aparentment formada durant el metamorfisme de contacte creixent al damunt d'una andalusita alterada.

En la zona de la sil.limanita s'han observat alguns cristalls d'andalusita de mida de gra mitjana de 0.790 mm, en contacte amb plagiòclasi, amb cordierita i amb biotita. El contacte amb cordierita és molt irregular, presenta les vores corroïdes. Igualment, el contacte amb la biotita és un contacte lobulat, de tipus simplectíctic.

## Sil.limanita

La sil.limanita (S1) es troba en les zones de grau més alt: sil.limanita - cordierita i sil.limanita - granat. És present en les cornianes del Pla de La Pastora, a l'oest de Coll de LLi, en les rodalies de Can Barris, a La Vajol, a l'oest del Pic de Fontfreda i en dues mostres al voltant d'El Serís, a Maçanet de Cabrenys. La seva presència en la zona sil.limanita - cordierita és problemàtica i ha estat atribuïda al metamorfisme de contacte o al regional en funció de la relació d'equilibri amb la moscovita. Les mostres que presenten moscovita amb les vores desestabilitzades i amb petits nuclis de fibrolita desorientades han estat atribuïdes al metamorfisme de contacte, altrament s'ha considerat relict del metamorfisme regional.

En la zona de la sil.limanita - cordierita, la sil.limanita es troba en nivells irregulars, en alguns punts pseudomorfitzant moscovita i amb una disposició preferent, alternant amb nivells quarzífics i cordierífics. En aquests nivells la sil.limanita creix íntimament amb biotita (foto 4, làm. IV.3).

En la zona del granat, la sil.limanita és idioblàstica o subidioblàstica. Està desorientada i es poden observar tant prismes allargats com seccions basals quadrades (foto 4, làm. IV.4). És de destacar la mida de gra dels cristalls, notablement superior a la de la sil.limanita fibrolítica de les altres metapelites del massís. Es troben en contacte amb granat, biotita, quars i feldspat potàssic i, eventualment, pot estar inclosa en granat.

L'alteració de la sil.limanita genera sericita i moscovita.

## Granat

Es troba únicament en les metapelites de la franja d'esquistos del nord de l'oest del Pic de Fontfreda. Formen part de la roca pelítica però també es poden trobar dintre dels gabres, a pocs centímetres del contacte amb els esquistos.

Els cristalls de granat són visibles a ull nu, tenen una mida de gra mitjana d'uns 7 mm i són d'arrodonits a elongats, segons la foliació regional, quan n'hi ha. No estan envoltats per la foliació regional, fet que indica una cristallització post-esquistosa, segons els criteris de Zwart (1962).

En general tenen formes xenoblàstiques però tendeixen cap a idioblàstiques, sobretot en aquelles vores de gra que estan en contacte amb quars. Les vores de gra en contacte amb sil.limanita també acostumen a ser idioblàstiques, en canvi, les que estan en contacte amb biotita són de dos tipus: en algunes mostres semblen vores rectes, idioblàstiques per als dos cristalls que es posen en contacte; en altres, les biotites que envolten els granats sembla que els pseudomorfitzen parcialment (foto 6, làm. IV.4; foto 5, làm. IV.3).

A més dels minerals ja citats el granat es troba en contacte amb feldspat potàssic i amb minerals opacs (ilmenita). És de destacar, contràriament, que mai ha estat observat en contacte amb cordierita, encara que ambdós minerals es trobin molt propers (en una mateixa làmina prima).

El granat inclou gran quantitat de cristalls entre els quals destaquen el quars i els minerals opacs. En alguns casos, la relació entre el quars i el granat és més aviat d'intercreixement que d'inclusió, donada la gran quantitat de quars situat entre el granat (foto 6, làm. IV.4). La biotita i la sil.limanita també poden trobar-s'hi incloses, encara que menys sovint.

Els productes d'alteració del granat són la biotita i la clorita, cristallitzades sense cap orientació preferent.

### IV.3.3. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL

Les característiques mineralògiques i microestructurals reconegudes en les roques afectades pel metamorfisme de contacte i descrites en aquest capítol es poden sintetitzar en un esquema evolutiu similar al realitzat per al metamorfisme regional. Aquest esquema és més senzill, donat que es compon de dos episodis blàstics prògrads que se succeeixen en el temps, sense que s'hi intercali, cap episodi deformatiu (fig. IV.30).

S'observen dos episodis de cristallització prògrads (CR1 i CR2) que responen a l'augment tèrmic produït per la intrusió del batòlit de La Jonquera, posteriorment al metamorfisme regional. En part de les roques afectades pel metamorfisme de contacte s'observen les paragènesis relictas originades pel procés regional, les quals poden ser, en alguns indrets, de grau més elevat que les del metamorfisme tèrmic que se'ls sobreimposa.

La paragènesi de grau més baix reconeguda s'ha anomenat CR1. Durant aquest primer estadi cristallitzen el quarz, la moscovita, la plagiòclasi, la biotita, la turmalina i els minerals opacs. Presumiblement també cristallitzaria andalusita i paragonita, però no és del tot evident. A les

temperatures més elevades d'aquest estadi s'iniciaria la blastesi de la cordierita.

Durant aquesta fase, en la zona de la moscovita, es retrograden les paragènesis formades anteriorment i es produeixen microestructures en niu d'abella, amb abundant sericita i moscovita. Les recristallitzacions en grau més elevat (zona de la cordierita) produeixen microestructures corniàniques, amb la blastesi de biotita, cordierita i plagiòclasi en els indrets més propers als cossos plutònics. La desestabilització incipient de les miques blanques evidenciada per la nucleació de silimanita en moscovita marca l'inici de la zona de la silimanita.

L'aparició de l'associació silimanita + feldspat potàssic + cordierita defineix l'estadi d'alta temperatura CR2. Localment, es forma la paragènesi silimanita - granat. Aquest paragènesi s'ha representat en la taule d'esdeveniments cristallització - deformació com un estadi CR2', ja que les paragènesis amb granat presenten unes característiques peculiars i han estat tractades apart. Es distingeix encara una cristallització tardana de caràcter regressiu que altera els minerals formats, especialment les cordierites que s'alteren a pinnita i recristal·litzen posteriorment a moscovita. Aquesta etapa de cristallització no obstant, pot ésser relacionada amb la fase de deformació retrògrada DIV, posterior al metamorfisme de contacte.

CRISTAL·LITZACIÓ	1	2	3
quars	—————		
plagiòclasi*	—————		
albita		—————	
paragonita	- - - - -		
moscovita	—————		—————
biotita	—————		
andalusita	- - - - -		
cordierita		—————	
granat		—————	
sil.limanita		—————	
feldspat potàssic		—————	
turmalina	—————		
opacs	—————		—————
clorita			—————
sericita			—————
pinnita			—————

\*plagiòclasi en general (Na-Ca)

**Figura IV.30.** Síntesi dels estadis de cristal·lització de l'episodi metamòrfic de contacte, en les roques pelítiques del Massís del Roc de Frausa.

#### IV.3.4. COMPATIBILITAT DE MINERALS. PETROGÈNESI

L'estudi de la compatibilitat mineral de les roques pelítiques afectades pel metamorfisme de contacte s'ha realitzat seguint els condicionaments establerts per la regla de les fases, especificats en l'apartat de compatibilitat per al metamorfisme regional de les roques pelítiques (apartat IV.2.4). Els canvis mineralògics observats en les diferents zones definides per al metamorfisme de contacte són força semblants als observats en el regional. La principal diferència rau en el major desenvolupament dels aluminosilicats en el regional i en l'increment de cordierita i la presència de granat en el de contacte. Apart d'aquestes dues característiques, en ambdós processos s'han produït les mateixes reaccions o molt similars. Aquest fet es deu a que el camp pressió - temperatura d'un i altre procés no deu diferir notablement en els dos casos, per tractar-se d'un metamorfisme regional de baixa pressió i alta temperatura, amb un gradient elevat.

##### Zona de la moscovita

El tret més important d'aquesta zona és la retrogradació de les paragènesis de més alta temperatura existents en els esquistos afectats pel metamorfisme regional i l'adaptació de la mineralogia a condicions de pressió i temperatura de grau més baix. Aquesta retrogradació es tradueix fonamentalment en la cristallització de sericita i moscovita a partir d'altres minerals, sobretot alumínics i dels feldspats. El quarz és estable en tota la zona de la moscovita. Destaquen les següents reaccions retrògrades:

cordierita = pinnita  
feldspat (plagiòclasi o f. potàssic = sericita  
biotita = clorita + opacs (sagenita)

Les reaccions d'alteració a pinnita, clorita i sericita corresponen a cristallitzacions estàtiques. S'han incorporat en aquesta zona pels fets que, per la situació geogràfica que presenten i per la relació amb la moscovita formada posteriorment, es poden haver produït durant l'episodi de contacte, per una major circulació de fluids, aportats pel cos intrusiu. Tot i així no es pot descartar que s'hagin format en algun altre moment, però sempre en un marge de temps restringit entre el clímax metamòrfic regional i el de contacte, ja que aquestes reaccions, i especialment les que generen fil·losilicats, precedeixen en el temps a la cristallització de la moscovita estàtica atribuïda al metamorfisme de contacte. La moscovita es forma per coalescència de les sericites o pinnites i es pot expressar per les següents reaccions incompletes:

pinnita = moscovita  
sericita = moscovita  
feldspat potàssic = moscovita

La moscovita es pot formar directament per reemplaçament de la plagiòclasi de la roca anterior. La seva desestabilització genera una plagiòclasi més sòdica i moscovita, i en alguns casos quantitats suplementàries d'epidot.

plagiòclasi = moscovita + albita +/- epidot

Aquesta reacció és observable al microscopi sota la forma dels "relictos blindats" citats en la descripció petrogràfica.

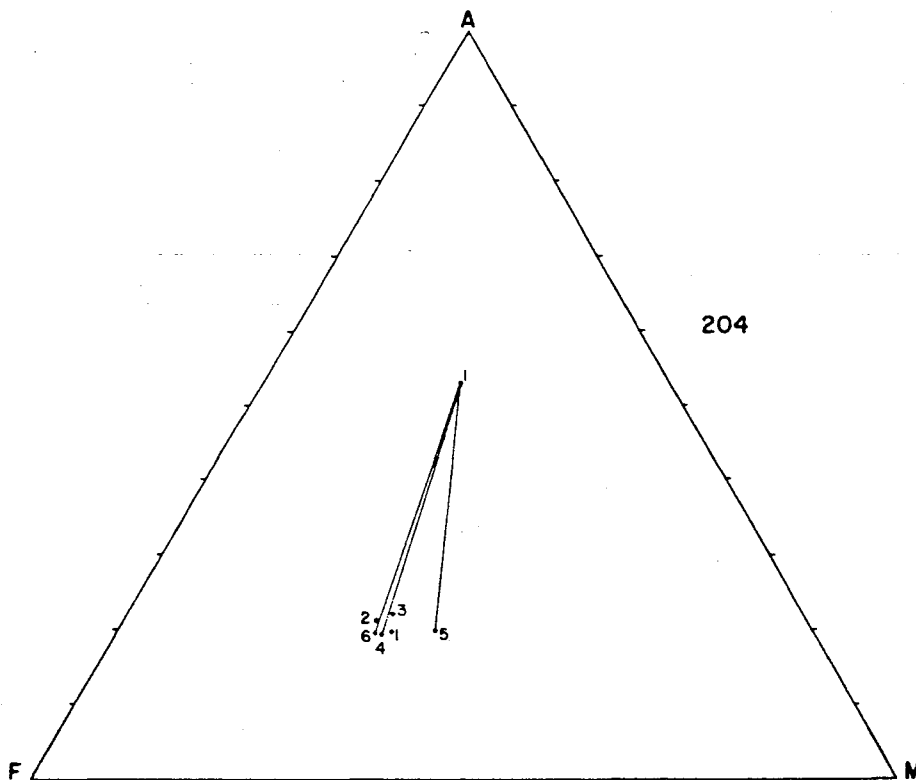
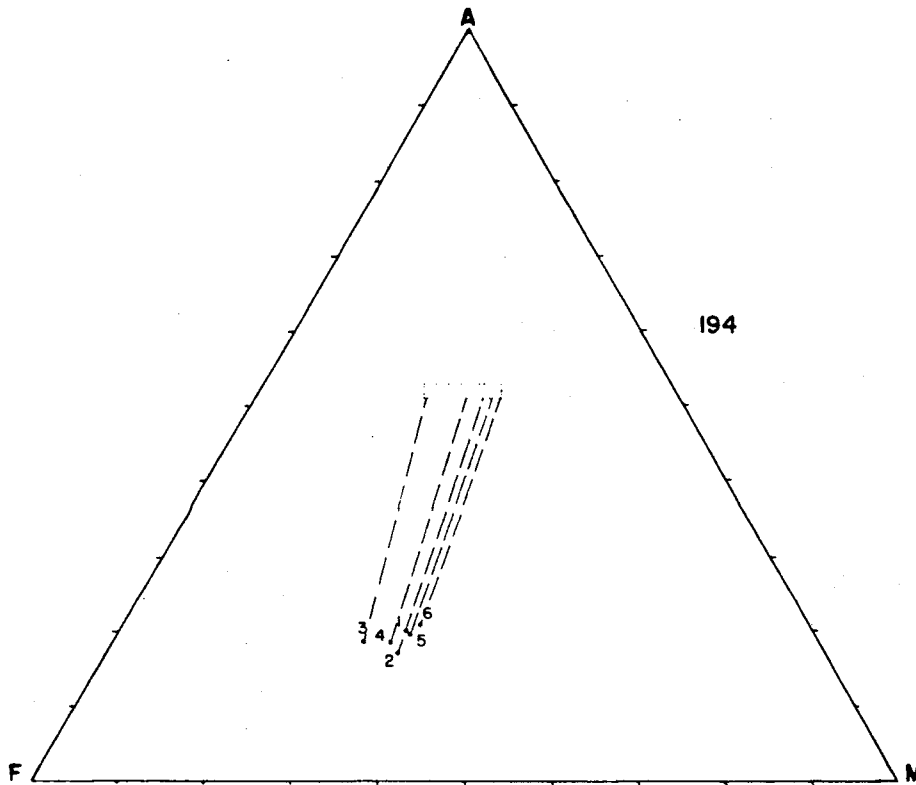
Una altra reacció que genera moscovita és la d'hidratació dels aluminosilicats sense formar-se sericita prèvia.

$\text{Al}_2\text{SiO}_5 \text{ (and/sil)} + \text{H}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = \text{moscovita}$

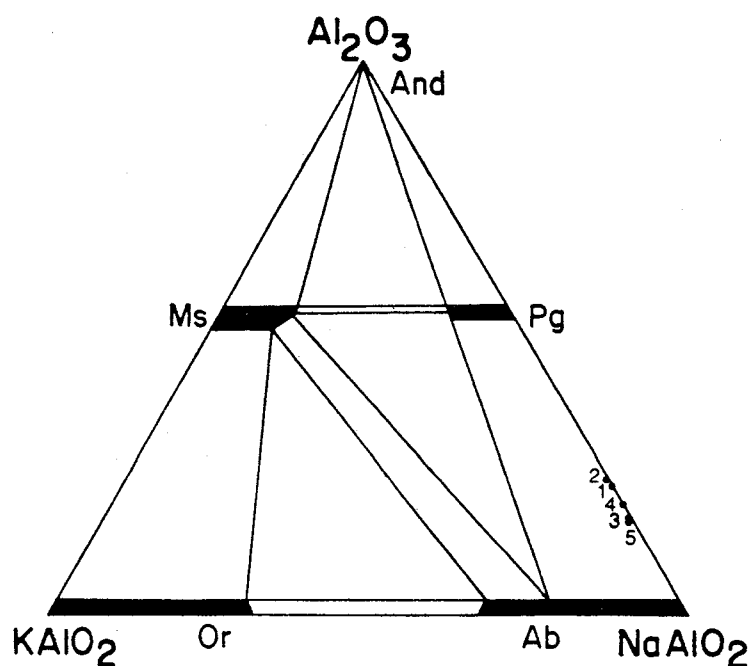
Aquesta reacció és molt semblant o igual a la de la formació de la moscovita de la subzona andalusita/sil·limanita - moscovita en el metamorfisme regional.





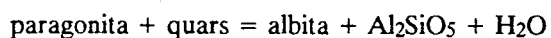


**Figura IV.31.** Diagrames AFM de la zona de la cordierita. En la mostra 194 les línies de conjunció cordierita - biotita es representen discontinües ja que les cordierites no han estat analitzades. Les seves composicions abarquen tot el rang de les cordierites analitzades en la zona estudiada.

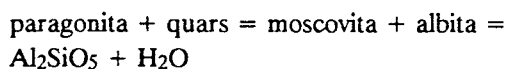


**Figura IV.32.** Diagrama AKNa esquemàtic de la compatibilitat de les fases en la zona de la cordierita (segons Guidotti i Sassi, 1976). Les composicions de les plagiòclasis analitzades s'indiquen pels punts 1, 2 (mostra 204) i 3, 4, 5 (mostra 194).

sil.limanita ha d'ésser explicada de la mateixa manera que per al metamorfisme regional, per mitjà de les reaccions de desaparició de la paragonita i del component paragonític de la moscovita. Probablement aquestes dues reaccions tindrien lloc successivament en el temps i amb un augment progressiu del grau metamòrfic.

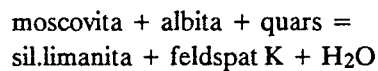


(Chatterjee, 1970, 1972)



(Chatterjee i Froese, 1975)

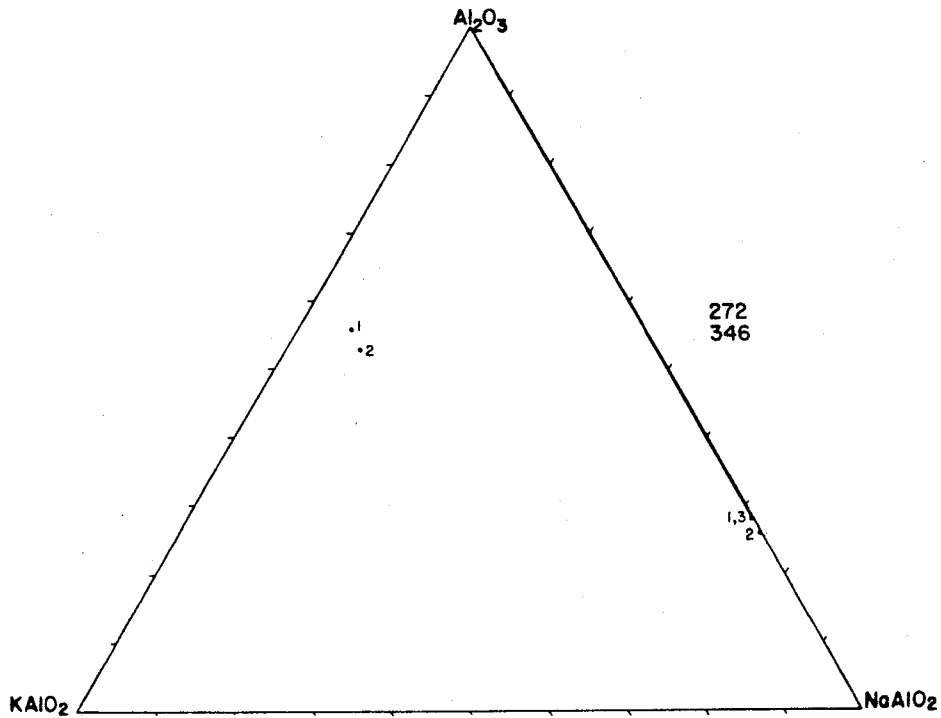
L'associació espacial sil.limanita - feldspat potàssic vindria donada per les reaccions de deshidratació de la moscovita:



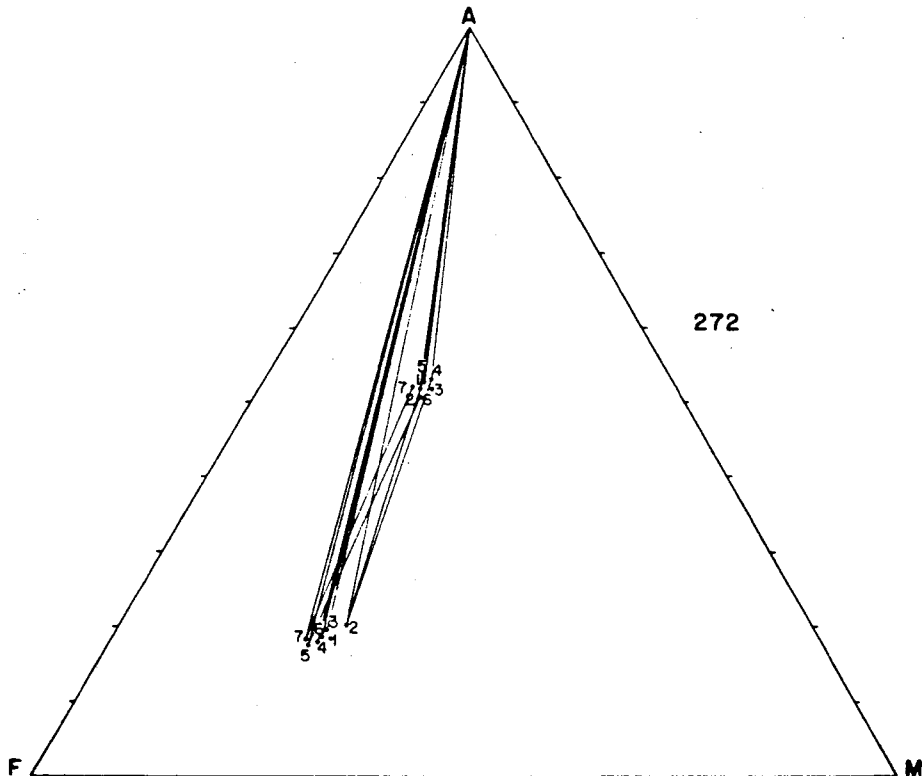
(Evans i Guidotti, 1966; Chatterjee i Johannes, 1974)

Aquestes quatre reaccions formarien sil.limanita com a polimorf estable del  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ .

El diagrama AKNa d'aquesta zona és a la figura IV.33. No han estat representades les línies



**Figura IV.33.** Diagrama AKNa de la zona de la sil.limanita. Les moscovites analitzades pertanyen a la mostra 272, de la zona de la sil.limanita - cordierita. No s'han representat les línies de conjunció amb sil.limanita perquè estan incloses en cordierita. Les anàlisis de les plagiòclasis pertanyen a la mostra 346, i estan en contacte amb sil.limanita.



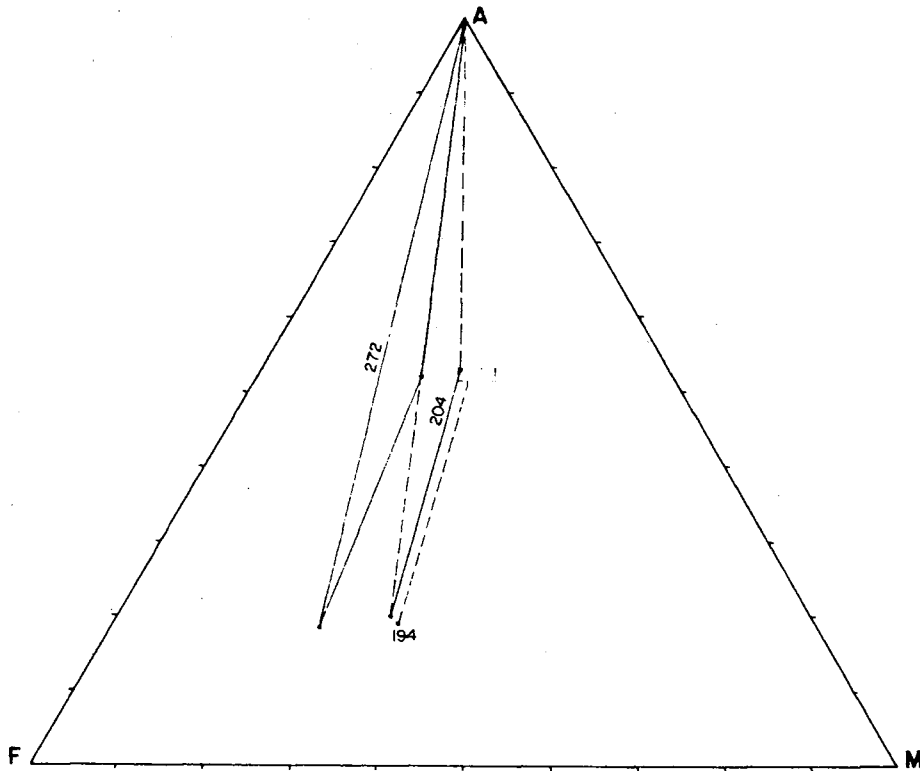
**Figura IV.34.** Diagrama AFM de la zona de la sil.limanita - cordierita. El camp de tres fases biotita - cordierita - sil.limanita és molt reduït i la composició de les biotites ( i cordierites) més fèrrica que en les mostres analitzades de la zona de la cordierita.

de conjunció de les moscovites perquè aquestes estan incloses en cordierita.

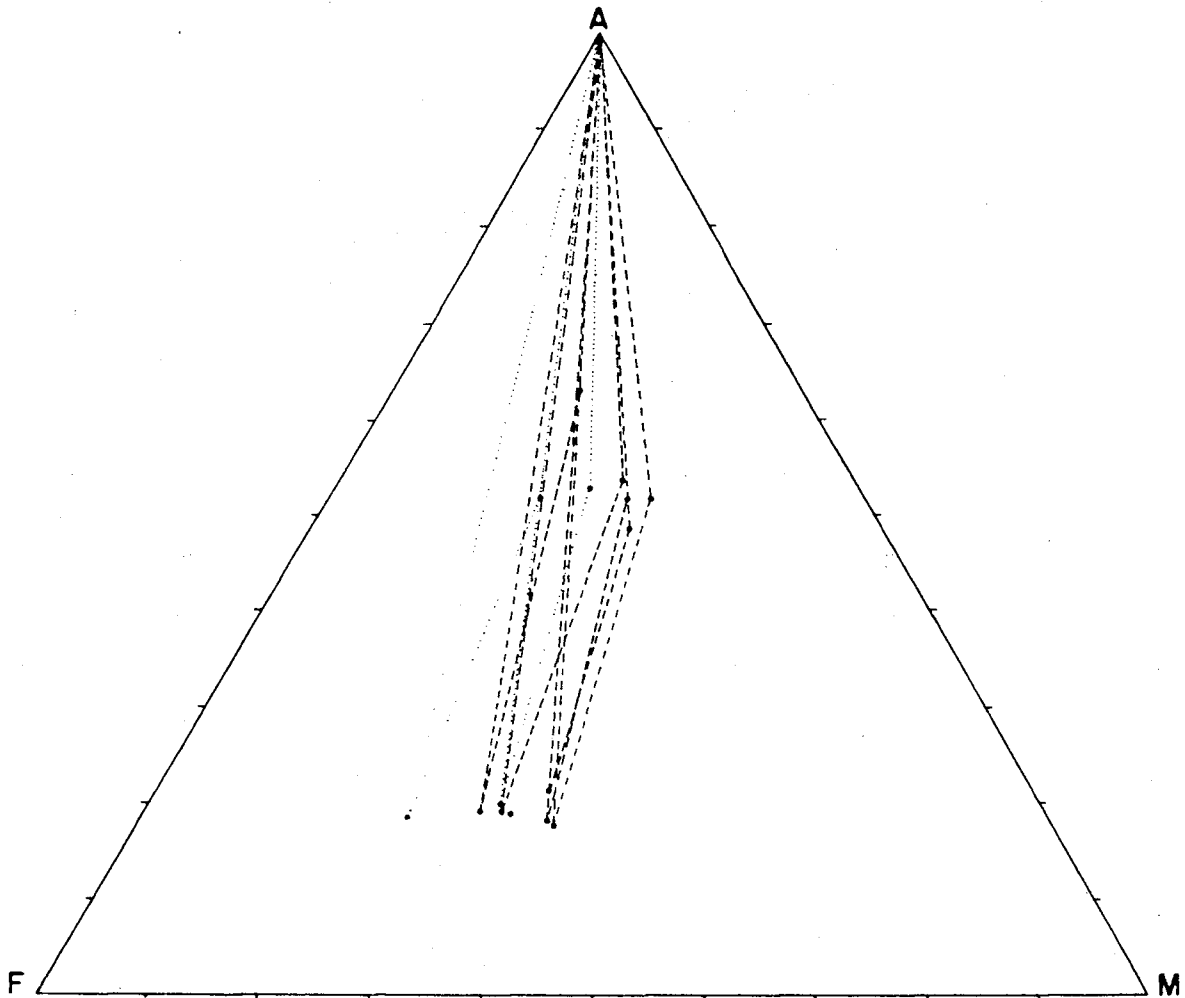
Tal com succeeix al metamorfisme regional, en algunes albites neofornades en contacte amb moscovita i sil.limanita es detecta la formació de mirmequites, molt menys desenvolupades que en les roques afectades pel metamorfisme regional. La formació de les mirmequites en el metamorfisme de contacte s'interpreta com a retrogradació per la hidratació de la paragènesi de grau més elevat sil.limanita + feldspat potàssic, per formar moscovita + albita + quars (Ashworth, 1972) de la mateixa manera que en el metamorfisme regional (vegeu apartat IV.2.4).

#### Paragènesis amb sil.limanita - cordierita

La principal característica de la zona de la sil.limanita -cordierita és el desenvolupament de cristalls subidioblàstics de cordierita, en equilibri amb sil.limanita i biotita. Aquesta paragènesi està representada al diagrama AFM corresponent (fig. IV.34). La composició de les biotites i cordierites d'aquesta zona és considerablement més fèrrica que la de les de la zona de la cordierita. Aquest canvi de composició d'ambdós minerals és el resultat d'una reacció contínua deducible quemogràficament a partir de la superposició dels diagrames AFM de la zona de la cordierita i de la sil.limanita (fig. IV.35). Aquesta reacció és la mateixa que la produïda en el metamorfisme

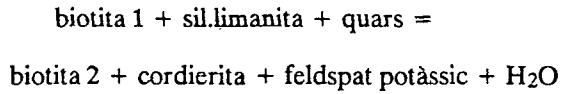


**Figura IV.35.** Diagrama AFM sintètic de les metapelites analitzades amb cordierita i sense granat, afectades pel metamorfisme de contacte. Les línies contínues corresponen a les paragènesis cordierita - biotita - sil.limanita analitzades, les discontinües corresponen a paragènesis existents en les mostres però no analitzades.



**Figura IV.36.** Comparació dels diagrames AFM del metamorfisme regional (amb línies discontinües) i del metamorfisme de contacte (puntejat) de la zona estudiada. Observar la composició més fèrrica de les biotites i cordierites de les mostres de grau més alt del metamorfisme de contacte en comparació amb les del metamorfisme regional.

regional de la zona de la sil.limanita. En la compatibilitat mineral del metamorfisme regional s'ha fet un comentari més extens sobre el desenvolupament i condicionaments d'aquesta reacció (apartat IV.2.4). S'expressa:



(Blumel i Schreyer, 1977)

D'aquesta reacció i de la superposició i estretament del camp de tres fases biotita + cor-

dierita + sil.limanita es desprèn que l'augment de grau metamòrfic es acompanyat per un canvi de composició de la biotita en equilibri amb la cordierita. També se'n desprèn que, en la zona estudiada, encara no s'hauria arribat a acomplir la reacció terminal de formació de cordierita i feldspat potàssic i la desaparició total d'algun dels reactants.

El fet que l'enriquiment en Fe i consegüent migració de les composicions de les biotites i cordierites es produeixi en el mateix sentit en els dos processos metamòrfics regional i de contacte de l'àrea estudiada (vegeu apartat IV.2.4), permet comparar-los, si es considera el sistema tancat i

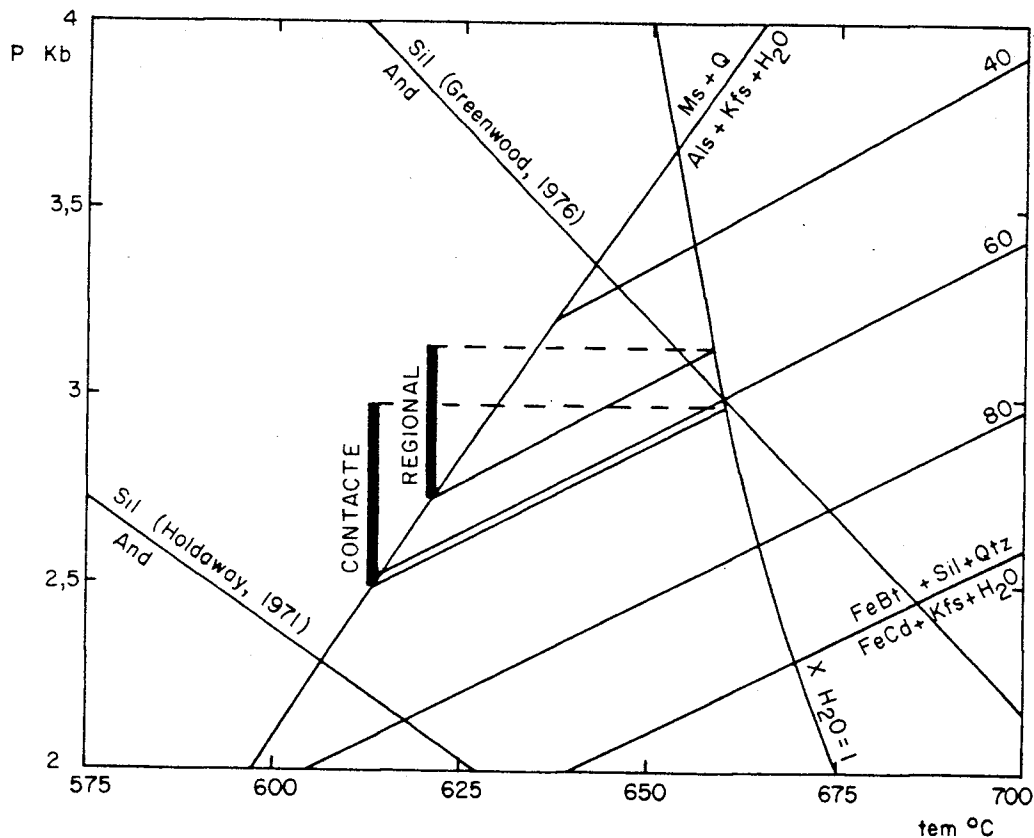


Figura IV.37. Comparació dels intervals de gradients termobàrics obtinguts per al metamorfisme regional i metamorfisme de contacte de la zona estudiada. Els pendents de les reaccions  $Bt + Sil + Qtz = Cd + Kfs + H_2O$  són de Holdaway i Lee (1977). La corba  $Ms + Qtz = Als + Kfs + H_2O$  és de Chatterjee i Johannes (1974).

iguals condicions de  $P_{H_2O}$  ( $P_{H_2O} = P_{total}$ ) (fig. IV.36):

- Si se superposen els diagrames AFM obtinguts per a la zona de la sil.limanita del metamorfisme regional per a la zona de la sil.limanita - cordierita del metamorfisme de contacte es pot observar que la relació F - M de la biotita i de la cordierita és més elevada en el metamorfisme de contacte que en el metamorfisme regional, de la qual cosa es pot deduir que la reacció citada en el paràgraf anterior estaria més avançada en el primer cas que en el segon. De la mateixa manera, s'observa que les relacions FM de les mostres de la zona de la cordierita del metamorfisme de contacte són semblants a les de la zona de la sil.limanita del metamorfisme regional. Aquest fet es pot explicar perquè les mostres analitzades de la zona de la cordierita contenen sil.limanita suposadament pertanyent al metamorfisme regional. És possible que les relacions Fe/Fe + Mg no s'hagin reequilibrat. Aquest punt, i les dificultats que planteja es tractaran posteriorment a la discussió.

- Si es comparen les relacions Fe/Fe + Mg de les cordierites de les mostres de grau més alt analitzades pertanyents al metamorfisme regional (330) i del metamorfisme de contacte (272) s'observa que per al metamorfisme regional la relació és de 0.55 i per al metamorfisme de contacte la relació és de 0.61. Si es projecten aquestes relacions en les graelles petrogenètiques de Holdaway i Lee (1977), per a condicions de  $P_{H_2O}$  ( $P_{H_2O} = P_{total}$ ) s'observa que aquesta diferència de relació Fe - Mg es tradueix en una diferència de pressió (fig. IV.37). Així, la pressió assolida durant el clímax del metamorfisme de contacte (de 2,5 a 3 Kb) tendeix a ser lleugerament inferior a l'assolida durant el clímax metamòrfic regional (de 2,7 a 3,1 Kb), com cal esperar en un procés essencialment tèrmic. Això no obstant és també important remarcar el solapament entre els intervals de pressió definits per a cada cas. D'aquest solapament es desprèn que aquesta petita diferència dels intervals de pressió

és només una tendència i no és una dada conclouent, ja que ambdós processos presenten pressions molt similars. Aquesta petita diferència ve donada per les característiques de baixa pressió i alta temperatura del metamorfisme regional herciniana.

#### Paragènesis amb sil.limanita - granat

Les paragènesis amb sil.limanita i granat estan molt poc representades en l'àrea estudiada. La seva importància rau en la presència de granat coexistent amb sil.limanita i biotita i en el fet que és una paragènesi no observada en el metamorfisme regional. De cara a estudiar aquestes paragènesis i a construir els diagrames AFM, convé fer una sèrie de remarques basades en les observacions petrogràfiques i analítiques i en les restriccions imposades per la regla de les fases:

- Les observacions petrogràfiques indiquen la coexistència de granat amb feldspat potàssic, biotita, quars i sil.limanita (vegeu apartat IV.3.2). Igualment aquestes observacions indiquen que el granat mai es troba en contacte amb la cordierita, tot i que en alguns casos es poden trobar granats i cordierites en una mateixa làmina prima. Aquest fet vol dir que el granat no està en equilibri termodinàmic amb la cordierita i segons Korzhinskii (1959) es podria considerar que entre ambdós minerals hi ha un "equilibri en mosaic".

- Les observacions analítiques indiquen una variació de la composició de la biotita en funció de si coexisteix amb granat o amb cordierita, quan tots dos minerals es troben dintre del subsistema considerat, la làmina prima. Així mateix presenta una composició intermèdia quan, en una làmina prima, es troba en contacte únicament amb granat. D'aquesta heterogeneïtat de les composicions de les biotites es desprèn que, quan cordierita i granat es troben en el mateix subsistema, els dos tipus de biotita no estan en equilibri. Per haver equilibri la fase biotita hauria de presentar una composició homogènia, com la que té quan estan en contacte només amb cordierita o



només amb granat (dintre del subsistema làmina prima).

- Les restriccions donades per la regla de les fases demanen que les paragènesis observades en les roques presentin un equilibri com a mínim divariant. Així, el sistema AFM, amb tres components determinants (De Bethune, 1982), només podrà presentar tres fases en equilibri, tant si se suposa una  $P_{H_2O} = P_{total}$  com si se suposa una  $P_{H_2O} = P_{total}$ . La presència de quatre fases en una mateixa làmina prima (biotita, cordierita, granat i sil.limanita) no pot considerar-se una associació en equilibri termodinàmic. Si, a més s'hi afegeix l'observació analítica que existeixen dos tipus de biotites diferents en funció de l'altre ferromagnèsic (cordierita o granat) amb què estan en contacte, s'augmenta en una unitat (5, en

total) el número de fases presents en la mostra. És evident, doncs, que totes les fases observades no poden formar part d'una mateixa paragènesi i per tant no s'ha assolit un equilibri total en la roca.

A partir d'aquestes observacions es pot deduir que cordierita i granat no estan en equilibri, per la qual cosa han d'ésser tractats per separat.

La constant coexistència del granat o de la cordierita amb sil.limanita i biotita permet realitzar els diagrames AFM per a aquesta zona (figs. IV.38 i IV.39 A i B). Els tres diagrames realitzats corresponen a tres mostres analitzades.

El diagrama de la mostra 346 (fig. IV.38), amb granat i biotita, només, presenta les dues anàlisis efectuades en granats i les anàlisis efectuades en

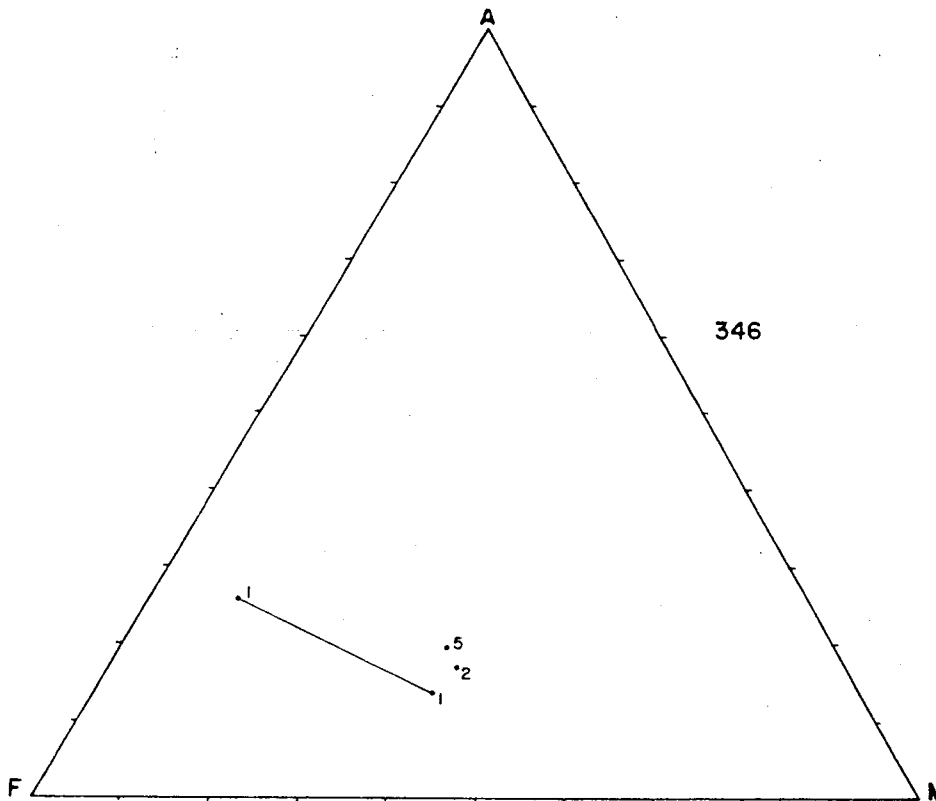
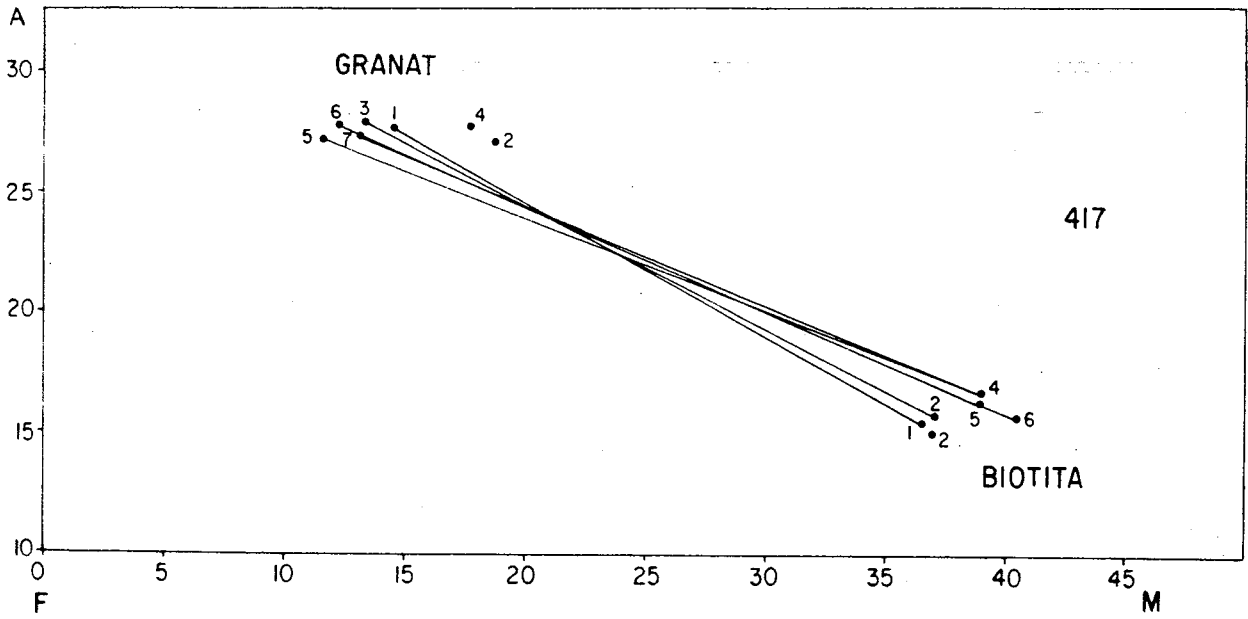
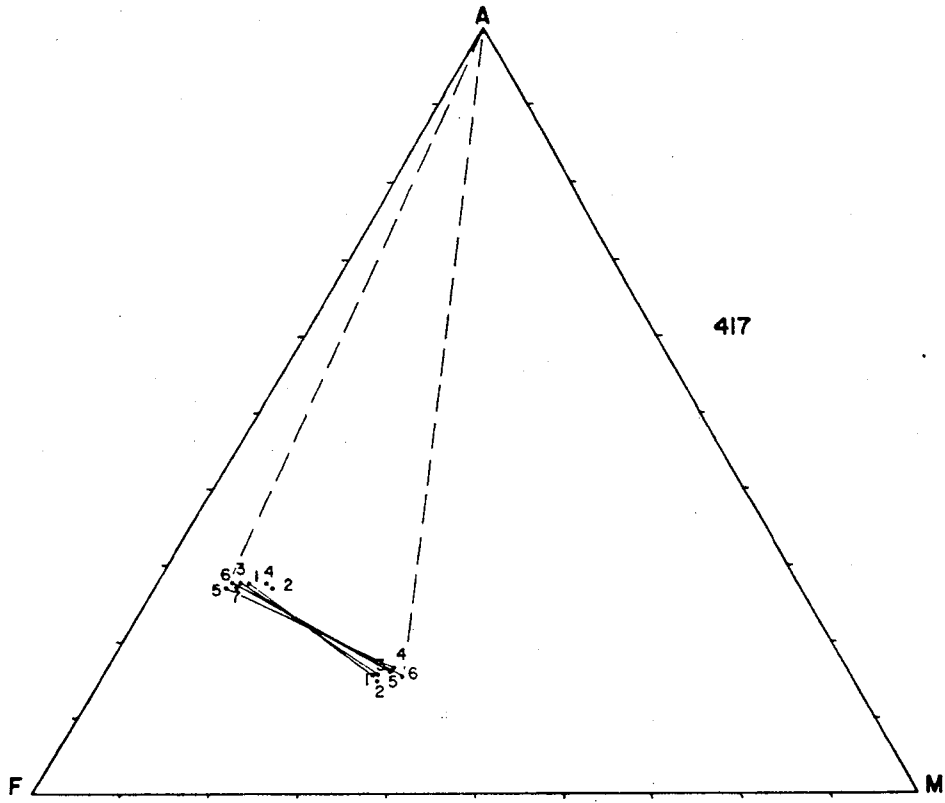
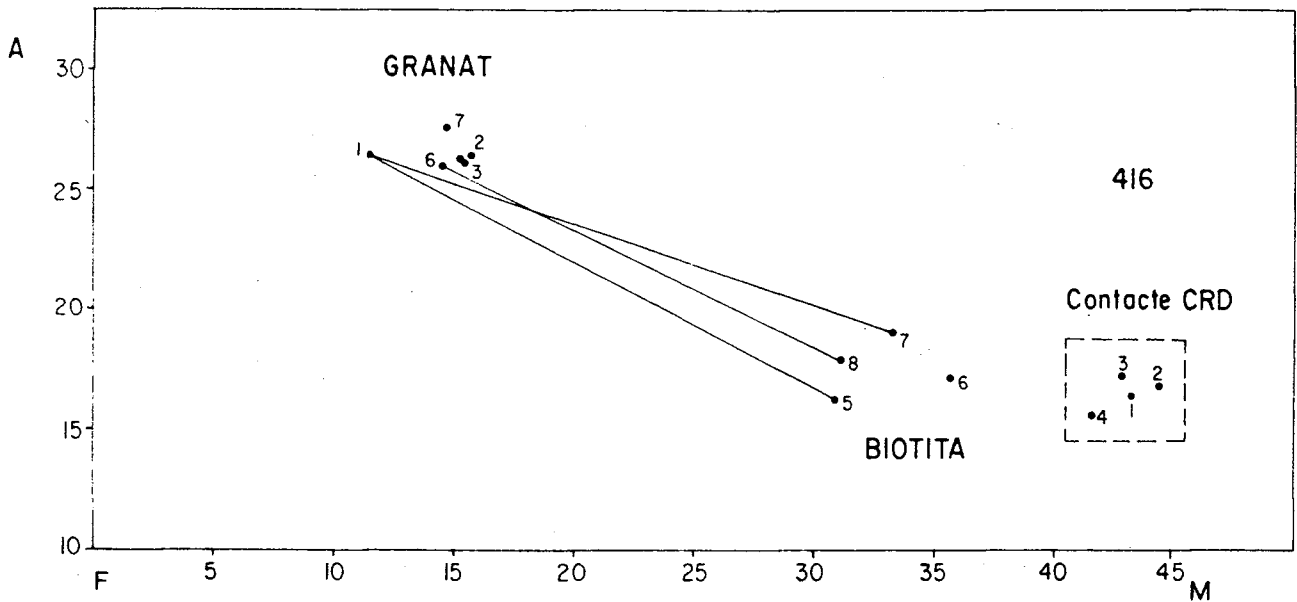
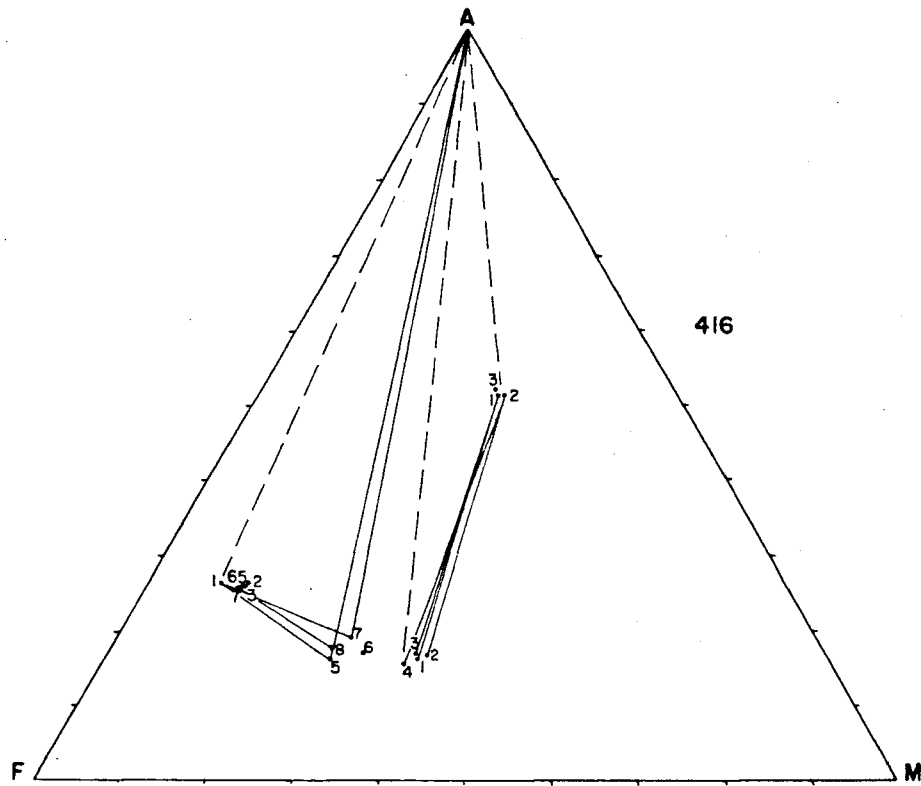


Figura IV.38. Compatibilitat mineralògica en el sistema AFM de la zona sil.limanita - granat.





**Figura IV.39.** Compatibilitat mineralògica de la zona de la sil.limanita - granat. La figura inferior en a i b és una ampliació de la part del diagrama corresponent a les composicions del granat. Les línies discontinües dels ferromagnèsics amb la sil.limanita corresponen a paragènesis existents en les mostres, tot i que els cristalls analitzats no estan en contacte amb sil.limanita.

a) mostra 417. La composició de la biotita és relativament uniforme en aquesta mostra, ja que en el subsistema considerat, la làmina prima, només està en contacte amb granat.

b) mostra 416. En aquesta mostra coexisteixen biotites en contacte amb granat i biotites en contacte amb cordierita. La composició d'aquestes biotites varia en funció del mineral en contacte (granat o cordierita).

biotites. La biotita 1 és pseudomorfa del granat 1. No han estat realitzades més anàlisis donada l'elevada alteració de la mostra.

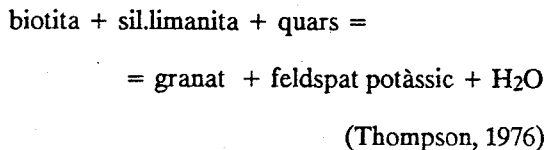
El diagrama de la mostra 417 pertany a una mostra sense cordierita. En ell s'observa una variació del contingut de Fe i Mg dels cristalls de granat i de les biotites coexistents (fig. IV.39A). La composició dels granats varia desde 11,5 % mol Fe/Fe+Mg, per als més fèrrics, fins a un 19% mol Fe/Fe+Mg. Les biotites mostren una variació FM més restringida: de 36,5 a 40,5 % mol Fe/Fe+Mg. També s'observa un creuament de les línies de conjunció dels parells biotita - granat. Aquest creuament ha estat atribuït a retrogradació dels granats, com es comentarà més endavant.

El diagrama de la mostra 416 (fig. IV.39B), amb cordierita i granat, presenta una composició de la biotita més fèrrica quan aquesta coexisteix amb granat i més magnèsica quan coexisteix amb cordierita. Les anàlisis de granat corresponen a un cristall únic (fig. IV.40). Aquest granat presenta una zonació, amb composicions més fèrriques a les vores i més magnèsiques al centre (comparar figures IV.39B i IV.40). Les biotites aparellades amb aquest granat tenen composicions bastant diferents entre elles. Aquesta dispersió de les composicions de les biotites es pot deure a que les anàlisis dels punts 5, 7 i 8 corresponen a biotites pseudomorfes del cristall de granat analitzat (fig. IV.40).

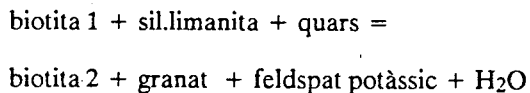


Figura IV.40. Dibuix del cristall de granat zonat de la mostra 416 i localització dels punts analitzats.

De la variació de les composicions de les biotites i granats dels diagrames realitzats i de la coexistència del granat amb feldspat potàssic i quars es pot suposar una reacció entre tots aquests minerals. La reacció proposada com a més versemblant és equivalent a la de formació de cordierita en la zona de la sil.limanita:



Aquesta reacció es pot considerar una reacció contínua en la qual hi ha un canvi de composició progressiva de les biotites en equilibri amb granat. L'evolució d'aquest sistema amb l'augment de la temperatura implica una migració del sistema de tres fases (biotita + sil.limanita + granat) cap a termes progressivament més magnèsics amb l'augment del grau metamòrfic, al contrari del que succeeix amb la cordierita (fig. IV.41).



D'aquí també es pot deduir que si es produeix la reacció retrògrada en un moment donat, es generarà biotita i sil.limanita a partir del granat i s'observarà una migració en el sentit invers. Així ha estat interpretada la zonació del granat analitzat en la mostra 416, més fèrrica a les vores i en contacte amb biotites que el pseudo-morfitzen i el creuament de les línies de conjunció granat - bi de la mostra 417. Aquesta reacció retrògrada tindria lloc parcialment i permet explicar la relació aparentment contradictòria entre biotita i granat, amb parells biotita - granat en equilibri d'una banda i cristalls de biotita substituïnt a granat de l'altra.

La figura IV.41 mostra el camp P - T on es desenvolupa la reacció  $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Gt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ , per a  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$ . La localització de la reacció es basa en l'estudi de Thompson (1976). El pendent de la recta ha estat modificat segons les dades teòriques de Sebastián (1987). En aquesta figura s'observa que, en el sistema fèrric pur, la reacció es desenvolupa a una temperatura mínima d'uns 740 °C, per una pressió mínima de 2,8 Kb, aproximadament. A mida que el sistema s'enriqueix en Mg, la reacció es duu a terme a pressions i temperatures progressivament més elevades. Cal observar que aquesta reacció es produeix a condicions P-T considerablement superiors a les estimades per al desenvolupament de la reacció homòloga  $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ .

La corba de fusió mínima del sistema granític (Qtz-Ab-Or) està molt per sota del camp de la reacció de formació de granat + feldspat potàssic. La realització d'aquesta reacció és, doncs, hipotètica.

El paper de la pressió de la fase volàtil és molt rellevant en el desenvolupament de les reaccions de grau alt: comparar les dades de les reaccions d'aquest sistema, a diferents  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  i per diferents autors (per exemple Thompson, 1976, Newton i Wood, 1979, Lee i Hodaway, 1977. El seu estudi, a  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  s'ha basat en les dades de Thompson (1976) i Sebastián (1987) per a la reacció estudiada, integrades en la graella petrogenètica de Holdaway i Lee (1977) (fig. IV.41). Han estat utilitzades les corbes de Holdaway i Lee concretament per tal de poder comparar amb les altres reaccions d'aquest sistema observades en la zona estudiada.

A condicions de  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  el camp de desenvolupament de la reacció problema es desplaça a temperatures considerablement inferiors i pressions una mica inferiors a les del cas anterior ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$ ). Per al terme fèrric pur, les temperatures i pressions obtingudes per al punt invariant són:

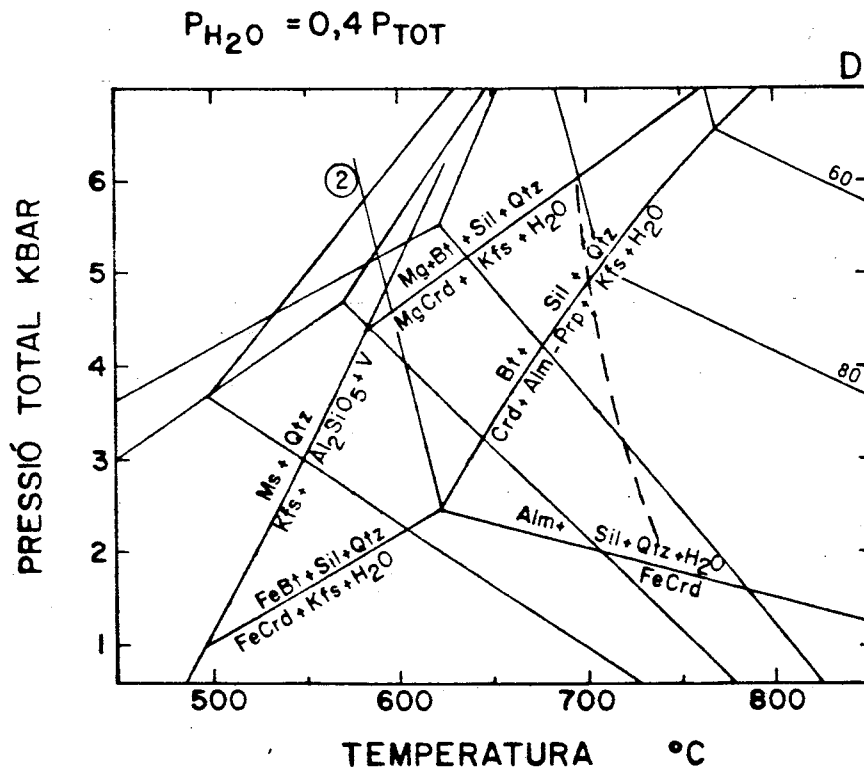
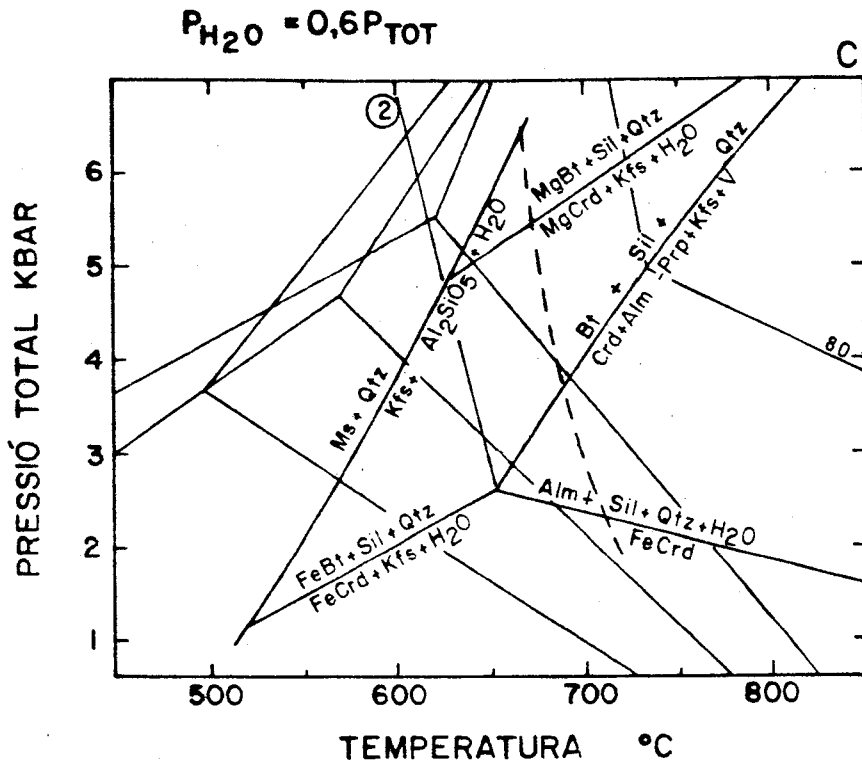
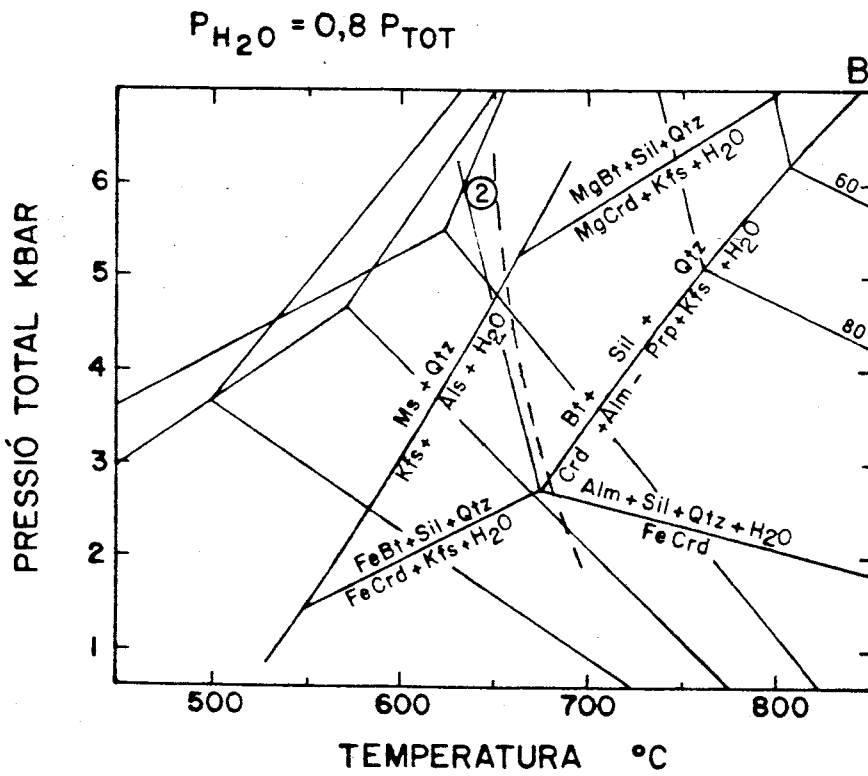
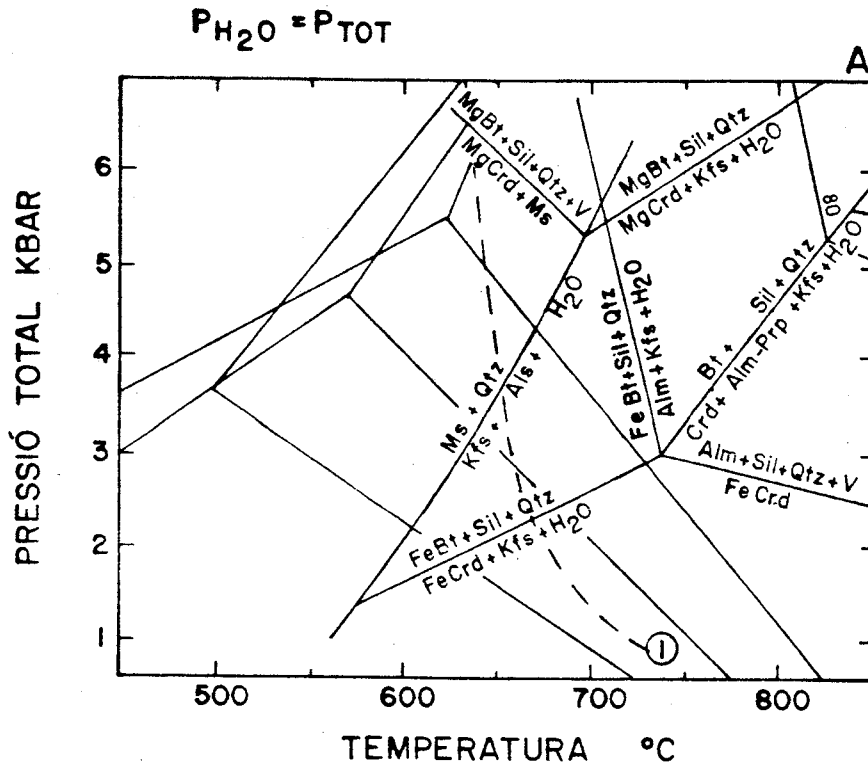


Figura IV.41. Corbes P-T per a la reacció  $Bt + Sil + Qtz = Gt + Kfs + H_2O$  (2). El pendent de la corba del terme fèrric extrem és basat en les dades de Sebastián (1987). Les isopletes del granat (mol % Fe/Fe + Mg) es basen en les dades calculades per Holdaway i Lee (1977) per a la reacció  $Crd = Gt + Sil + Qtz + H_2O$ .



	T °C	P Kb
$P_{H_2O} = 0.8 P_{tot}$	675	2,75
$P_{H_2O} = 0.6 P_{tot}$	655	2,6
$P_{H_2O} = 0.4 P_{tot}$	625	2,5

Per a termes més rics en Mg, a igual  $P_{H_2O}$ , les reaccions tindran lloc a temperatures i pressions més elevades que les apuntades en aquesta taula. A partir de la informació donada pels gràfics de la figura IV.41 i considerant la mitjana de la fracció molar Fe/Fe + Mg de la zona estudiada (0.85), les temperatures mínimes as-solides, a pressions mínimes, es poden estimar al voltant de 725 °C per a  $P_{H_2O} = 0.8 P_{tot}$ , 690 °C a  $P_{H_2O} = 0.6 P_{tot}$  i 670 °C a  $P_{H_2O} = 0.4 P_{tot}$ .

Per concloure l'estudi d'aquest sistema cal tenir en compte la corba de fusió del sistema granític. Per a  $P_{H_2O}$   $P_{tot}$  la corba (Qtz - Ab - Or) es desplaça progressivament cap a temperatures més elevades. Així, la reacció estudiada, que a  $P_{H_2O} = P_{tot}$  queda pel damunt de la corba de fusió, resta més graus per sota a mida que disminueix la  $P_{H_2O}$ . Donat que l'acompliment de les reaccions és hipotètic pel damunt de la corba de fusió i que no s'observa fusió incipient en els esquistos de la zona del granat, és versemblant que la reacció estudiada hagi tingut lloc a  $P_{H_2O}$  relativament baixes. Cal recordar que  $P_{H_2O}$   $P_{tot}$  són freqüents en els esquistos de grau alt i en les granulites amb cordierita i cordierita i granat (Holdaway i Lee, 1977). A  $P_{H_2O} = 0.4 P_{tot}$  i a fracció molar de Fe/Fe + Mg = 0.85, la reacció s'hauria esdevingut entre 4 i 5 Kb de pressió i 650 i 700 °C. Tot i que el marge d'error d'aquesta estimació és gran, és important marcar el fet que aquestes condicions de pressió i temperatura se situen per damunt de les calculades per al metamorfisme regional i per al metamorfisme de contacte de les paragènesis Bt - Sil - Cd - Kfs. Igualment és important remarcar que la  $P_{H_2O}$  per al desenvolupament d'aquesta reacció hauria d'ésser inferior a la  $P_{tot}$ , a diferència de la situació general en la zona estudiada, on  $P_{H_2O} = P_{tot}$ .

Finalment, cal contrastar les dades obtingudes per mitjà de la quemografia amb els resultats de les geotermometries realitzades per als parells granat - biotita. Les temperatures han estat calculades a partir de les calibracions de Thompson (1976), Holdaway i Lee (1977), Ferry i Spear (1978), Newton i Haselton (1981), Hodges i Spear (1982), Perchuk i Lavrent'va (1983), Ganguly i Saxena (1984) i Indares i Martignole (1985). Els valors de pressió estimats per a realitzar els càlculs han estat de 2,5, 3 i 4 Kbars. És de destacar la sistemàtica semblança de les temperatures obtingudes per a les calibracions de Ferry i Spear (1978), Newton i Haselton (1981), Hodges i Spear (1982) i Ganguly i Saxena (1984). La figura IV.42 mostra de manera esquemàtica els resultats obtinguts per aquests termòmetres a la pressió de 2,5 Kbars. En aquesta taula no han estat inclosos els resultats obtinguts utilitzant les calibracions de Thompson (1976) i Indares i Martignole (1985) perquè sistemàticament han donat temperatures negatives.

En la mostra 417, s'ha efectuat la termometria per a un cristall de granat (punts 5 i 6) no alterat i coexistent amb tres cristalls de biotita (4, 5 i 6). Els resultats obtinguts són semblants entre ells en els tres casos i amb poca dispersió en funció dels diferents termòmetres utilitzats (entre 574 i 645 °C). D'entre tots els termòmetres utilitzats, els que mostren resultats més semblants són els de Ferry i Spear (1978), Newton i Haselton (1981), Hodges i Spear (1982) i Ganguly i Saxena (1984); els quals se situen entre 610 i 645 °C. Aquests resultats són aparentment coherents amb les temperatures obtingudes per a l'associació Bt - Sil - Cd - Kfs i poden representar reequilibrament a condicions P - T més baixes. Cal observar que aquests tres cristalls han estat interpretats anteriorment com a retrogradats, pel creuament de les línies de conjunció granat - biotita (fig. IV.39A). Les termometries realitzades pels altres punts d'aquesta mostra presenten valors exageradament alts i dispersos segons els diversos autors, per la qual cosa no han estat considerat vàlids.



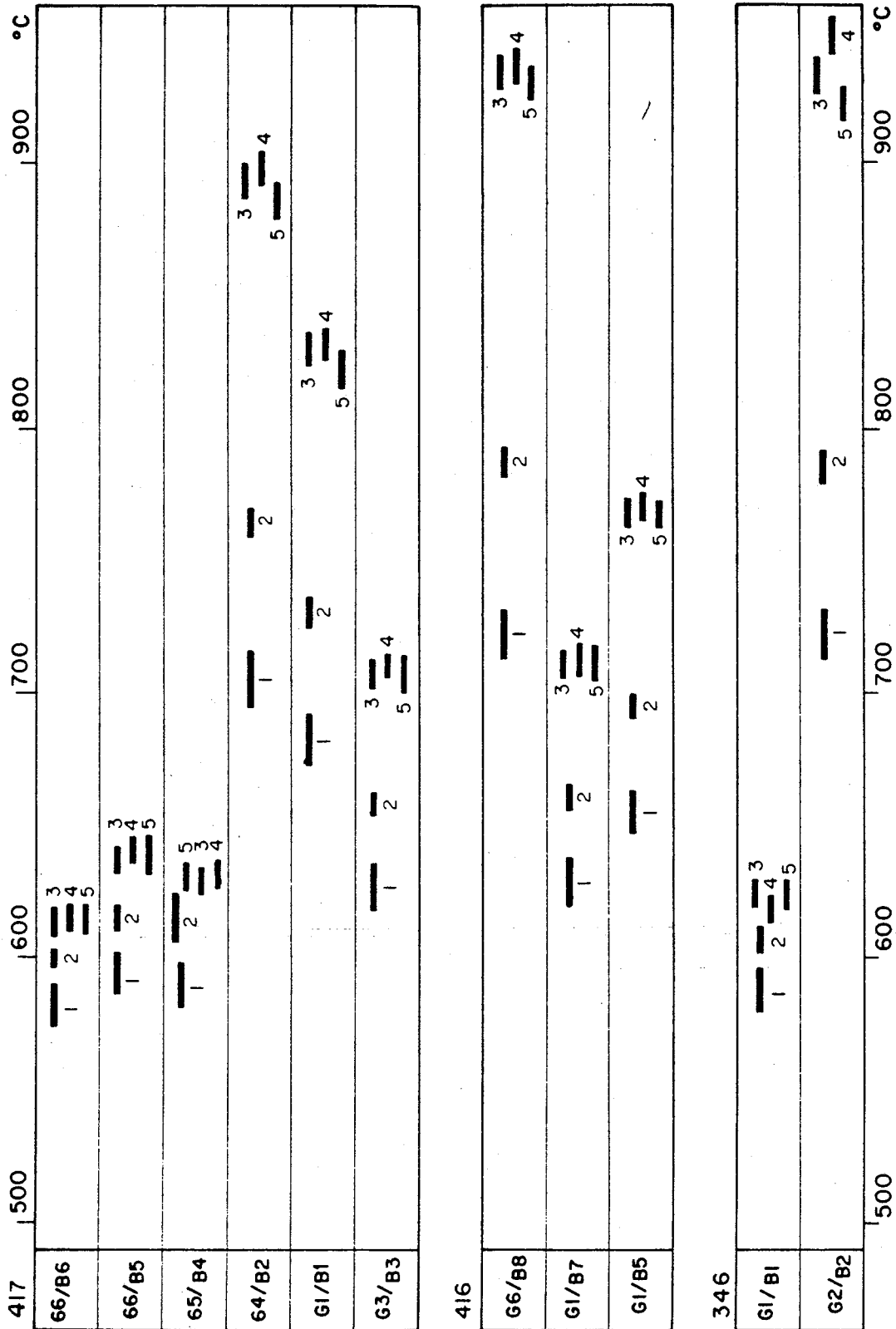


Figura IV.42. Esquema de les calibracions termomètriques dels parells granat - biotita de les mostres de la zona del granat. Els números corresponen als termòmetres dels diferents autors: (1) Perchuk i Lavrent'va (1983); (2) Holdaway i Lee (1977); (3) Ferry i Spear (1978); (4) Newton i Haselton (1981); (5) Hodges i Spear (1982); (6) Ganguly i Saxena (1984).

Les termometries realitzades per a la mostra 416 i per al parell G2/B2 de la mostra 346 donen valors molt alts (fins a 950°C). Aquests valors no s'han considerat representatius de les temperatures assolides per les roques analitzades ja que en la major part dels casos les biotites pseudomorfitzen els granats i que el granat analitzat de la mostra 416 presenta efectes de bescanvi Fe/Mg retrogressius (composició més fèrrica a les vores i magnèsica al centre) (figs. IV.39B i IV.40).

En darrer lloc, la termometria del parell G1/B1 de la mostra 346 presenta uns valors molt semblants als dels granats 5 i 6 de la mostra 417, entre 590 i 630, segons les calibracions utilitzades. La semblança amb les temperatures de la mostra 417 condueixen a interpretar en el mateix sentit aquests valors. Convé afegir que la biotita analitzada (B1) és aparentment pseudomorfa del granat (G1), per la qual cosa aquestes dades han d'ésser preses amb precaucions.

#### IV.3.5. CONCLUSIONS

Les conclusions generals que es pot extraure de l'estudi del metamorfisme de contacte de les roques pelítiques del massís del Roc de Frausa són:

-El metamorfisme de contacte es produeix en els materials pelítics en contacte amb els cossos intrusius hercinians (gabres, diorites, tonalites i granodiorites).

-La trajectòria general seguida pel metamorfisme de contacte de les roques pelítiques amb l'associació cordierita - sil.limanita - biotita és molt semblant a la trajectòria del metamorfisme regional. Les temperatures i pressions màximes assolides pel metamorfisme de contacte oscil·len entre els 615 i 660 °C. i 2.5 i 3 Kbar a  $P_{H_2O} = P_{tot}$  en les roques amb contacte amb diorites i tonalites.

-Les associacions granat - sil.limanita - biotita - feldspat potàssic es troben en punts molt localitzats i en contacte amb gabres. Les temperatures i pressions estimades per aquestes associacions són entre 650 i 700 °C i entre 4 i 5 Kbar, a una  $P_{H_2O} = 0.4 P_{tot}$ .

-Les dades de termometria granat - biotita mostren temperatures de les associacions entre 574 i 645 °C. Aquestes temperatures s'interpreten com a retrogradacions de les paragènesis i són coherents amb les temperatures màximes deduïdes a partir dels resultats obtinguts de la reacció divariant  $Bt + Sil + Qtz = Crd + Kfs + H_2O$ .

-Finalment, i, en comparació amb les conclusions extretes per al metamorfisme regional es pot observar que:

-La trajectòria observada per al metamorfisme regional i per al metamorfisme de contacte amb les associacions cordierita - sil.limanita - feldspat potàssic són molt semblants a les trajectòries observades en altres punts del hercínic metamòrfic del Pirineu.

-Les temperatures observades en el metamorfisme de contacte poden ser localment superiors a les observades en el metamorfisme regional. Aquest fet es dedueix de la comparació dels diagrames AFM de la zona de la sil.limanita - cordierita i del grau de desenvolupament de la reacció contínua  $Bt + Sil + Qtz = Crd + Kfs + H_2O$  amb temperatura creixent. Aquesta reacció és més desplaçada a favor del terme cordierita - feldspat potàssic en el metamorfisme de contacte.

-En el metamorfisme regional sempre es considera que hi ha disponibilitat total d'aigua ( $P_{H_2O} = P_{tot}$ ). En el metamorfisme de contacte es considera que, en general, hi ha disponibilitat total d'aigua, excepte localment, per a la paragènesi granat + feldspat potàssic, de grau més elevat, per a la que s'estima una  $P_{H_2O} < P_{tot}$ .

-Del punt anterior cal remarcar que, tot i que en general  $P_{tot} = P_{H_2O}$  localment la  $P_{H_2O}$  en la zona del granat ha d'ésser inferior a la  $P_{tot}$ .

És important ressaltar que les paragènesis granat - biotita donen valors de temperatura i pressió molt alts, superiors tan al metamorfisme regional com al metamorfisme de contacte i difícilment encaixables.

## **Làmina IV.5          Metamorfisme de contacte**

**Foto 1.** *Porfiroblastos de cordierita subidioblàstics amb inclusions de biotita desorientades. Nícols paral.lels*

**Foto 2.** *Porfiroblast de cordierita subidioblàstic. La matriu presenta textura granoblàstica. La biotita s'orienta mimèticament a les vores del porfiroblast. Nícols paral.lels*

**Foto 3.** *Cristalls de sil.limanita desorientats en una matriu quarsosa. Observar les cordierites al cantó esquerre i a l'extrem superior de la foto. Nícols paral.lels*

**Foto 4.** *Cristalls de cordierita en contacte amb sil.limanita, biotita i quars. Les fibrolites estan desorientades. Nícols paral.lels*

**Foto 5.** *Cristall de granat pseudomorfitzat a les vores per biotita. Nícols paral.lels*

**Foto 6.** *Cristalls de corindó relictos inclosos en mica blanca. Nícols paral.lels*







## **Làmina IV.6      Metamorfisme de contacte**

**Foto 1.** *Cristall de plagiòclasi pseudomorfitzat per moscovita. Nícols creuats.*

**Foto 2.** *Cristall de cordierita amb macla cíclica. Nícols creuats.*

**Foto 3.** *Microestructura granoblàstica poligonal i cristall de cordierita. Nícols creuats.*

**Foto 4.** *Formació de cordierita a partir de biotita + sil.limanita. Nícols paral.lels*

**Foto 5.** *Cordierita en contacte amb sil.limanita i quars. Nícols paral.lels.*

**Foto 6.** *Cristall de biotita amb inclusions de biotita i minerals opacs. A la vora de la cordierita es veu sil.limanita. Nícols paral.lels.*

**Foto 7.** *Cristalls de sil.limanita prismàtica en contacte amb biotita. Nícols paral.lels.*

**Foto 8.** *Punt triple entre biotita - sil.limanita i granat. Entre la sil.limanita i la biotita s'observa un cristall de zircó.*

**Foto 9.** *Cristall de granat parcialment pseudomorfitz per biotita i amb moltes inclusions de quars. Nícols paral.lels*







## MUNTANYA DEL MONTROIG

### IV.3.6. ZONACIÓ MINERALÒGICA

Els efectes del metamorfisme de contacte en els materials ordovicians superiors i silurians de la muntanya del Montroig són molt més tènues que a les roques cambro-ordovicianes del Massís del Roc de Frausa. El metamorfisme de contacte se sobreposa en unes roques pràcticament no afectades pel metamorfisme regional, en les quals s'hi reconeix la foliació relictada.

Les roques afectades es distingeixen en mostra de mà i al microscopi per l'aspecte pigallat, donat per la presència de porfiroblastos desorientats formats durant aquest procés. La zoneografia mineralògica s'ha realitzat en base a la composició dels porfiroblastos i comprèn les següents zones des de les parts més externes a les més internes de l'aurèola:

- zona de la moscovita
- zona de la biotita
- zona de l'andalusita - cordierita

#### Zona de la moscovita

Dintre de la zona de la moscovita s'ha integrat tota l'àrea de grau metamòrfic més baix de tota la Muntanya del Montroig. En ella s'inclouen tant les moscovites desorientades, cristallitzades estàticament com les sericites i moscovites paral·leles a les foliacions incipients. S'ha fet així perquè representa una àrea molt petita i perquè tota ella mostra unes característiques molt semblants, tant en l'afiorament com al microscopi.

Macroscòpicament són roques sedimentàries amb la presència localitzada d'una esquistositat i

sense cap altra evidència de recristal·lització dels seus minerals que la presència d'alguna moscovita ocasional en les materials pelítics. En aquest tipus de roques són sempre ben palesos els caràcters sedimentaris originals, tals com les alternances pelític - psamítics i les variacions de mida de gra desde llimolites fins a conglomerats. Les andesites i toves lítiques es reconeixen pels seus caràcters primaris.

Microscòpicament els trets originals estan més accentuats. Els nivells conglomeràtics es caracteritzen per una matriu de mida de gra molt fina i per còdols de quars amb formes arrodonides. La matriu sol estar orientada, amb la presència d'una foliació molt irregular i incipient formada per petits cristalls de sericita, moscovita i matèria carbonosa. Més rarament no mostra una direcció preferent i les agulles de fil·losilicats estan desorientades. En aquesta zona les moscovites de la matriu coalesceixen per formar cristalls una mica més grans i desorientats. Els còdols estan formats per agregats policristal·lins de quars, amb contactes entre els subgrans molt suturats i indentats gens o molt poc recristal·litzats.

Els nivells llimolítics presenten petits cristalls de sericita i moscovita, desorientats o orientats segons una foliació incipient aproximadament paral·lela a la litologia. Aquesta foliació, igual com als nivells conglomeràtics, és definida per impureses carbonoses. En ocasions poden presentar una segona foliació, obliqua respecte l'anterior i evidenciada per moscovita i sericita. En altres casos la sericita i moscovita estan desorientades i coalesceixen, sense que en la roca s'hi desenvolupi cap direcció preferent. A més d'aquestes característiques, neoformades, la major part de llimolites solen presentar quarsos angulosos, a

vegades en agregats policristal·lins i algunes biotites, clorititzades, zircons, esfens i moscovites. Tots ells tenen mida de gra superior a la de la matriu sericítico-moscovítica i estan envoltats per la foliació, per la qual cosa han estat interpretats com a detrítics.

Les andesites i les toves lítiques de la part nord de la Muntanya del Montroig estan molt alterades. Tot i així en les andesites encara s'identifiquen els fenocristalls de plagiòclasi i els de minerals màfics (biotita? o amfibol?) i la matriu de mida de gra més fina. Tant els fenocristalls de plagiòclasi com la matriu estan força alterats a sericita i a moscovita i els màfics estan completament alterats a clorita desorientada.

Les toves lítiques presenten l'associació de baixa temperatura sericita + clorita + quars. La sericita i la clorita alteren i pseudomorfitzen els feldspats i ambdues estan desorientades. Es poden observar fantasmes d'intercreixements gràfics, entre el quars i la sericita i també cristalls poiquilítics de quars amb sericita a dintre. Encara es conserven les apatites accessòries de la roca ígnia i alguns minerals opacs.

Les roques situades a l'extrem est de la muntanya es poden considerar fora de l'àrea d'influència del batòlit. Formen part d'aquest conjunt les pissarres negres silurianes, el nivell de calcàries situades entre les pissarres negres i el nivell de quarsites i llimolites de l'Ordovicià superior situats prop del contacte amb el Silurià. Presenten una recristal·lització metamòrfica molt reduïda o inexistent i una foliació localitzada.

### Zona de la biotita

La zona de la biotita està envoltant a la zona de la moscovita i té un gruix aproximat d'uns 350 metres. Al camp es reconeix pel pigallat de biotita de fins 2 mm i per petites moscovites desorientades en roques que encara conserven la major part de les característiques de roca sedimentària com són l'alternança litològica

"jujoloïde" (pissarres i fil·lites pigallades) i els nivells conglomeràtics (metaconglomerats).

Al microscopi es poden reconèixer els porfiroblastos de biotita desorientats i subidioblàstics, que indiquen creixement lliure. Cristal·litzen preferentment en els nivells de mida de gra més fina en les llimolites o en la matriu dels conglomerats, sovint al damunt de les sericites i/o moscovites orientades paral·lelament a la foliació regional de l'àrea. El creixement de les biotites implica un empobriment en màfics concèntricament al seu voltant. A més de les biotites se solen reconèixer porfiroblastos decusats de moscovita de 2 a 3 mm. Apart d'aquesta empremta metamòrfica es poden observar, igual com a les roques de la zona de la moscovita, característiques relictas com són els còdols de quars detrítics policristal·lins en els nivells de mida de gra més grollera.

### Zona de l'andalusita - cordierita

Geogràficament aquesta zona se situa a les parts més baixes de la Muntanya del Montroig. Envoltada externament la zona de la biotita i es troba en contacte amb l'extrem sud del batòlit de La Jonquera.

Es distingeixen dos tipus de roques afectades per aquest grau de metamorfisme: les pissarres negres silurianes (visibles en un petit tram de la carretera d'Agullana a Terrades) i els materials pelítics de l'Ordovicià superior.

Les pissarres negres silurianes presenten un pigallat d'andalusita, visible en l'aflorament, de mida de gra d'uns 3 a 4 mm com a màxim. Pràcticament es poden considerar cornianes andalusítiques, atès l'aspecte compacte que han adquirit. Al microscopi s'observa que aquestes roques contenen gran quantitat de matèria carbonosa, orientada segons una foliació incipient, la qual queda englobada en els cristalls d'andalusita desorientats. L'andalusita és quistolítica i sovint inclou la matèria carbonosa en forma de creu segons les diagonals. A més de les andalusites es

distingeixen clorites i moscovites, també desorientades, que formen la matriu pelítica de les roques.

Les roques pelítico-psamítiques de l'Ordovicià superior d'aquesta zona presenten porfiroblastos d'ordre mil·limètric (fins 4 mm) d'andalusita i cordierita que tallen la foliació regional. Al camp és freqüent observar una variació de la mida i abundància dels porfiroblastos en molt pocs metres, fet que es pot interpretar com una alternança litològica d'escala mètrica. Al microscopi s'observen les andalusites, amb vores idiomòrfiques, una mica poiquiloblàstiques i les cordierites allotriomorfes i arrodonides. Les cordierites solen tenir una mida de gra una mica més gran que les andalusites (fins 1 mm aprox). Igual com en les cornianes andalusítiques del Silurià, els porfiroblastos estan desorientats i inclouen la foliació. A més dels porfiroblastos es distingeixen moscovites i clorites. És de destacar la concentració de moscovita al voltant dels porfiroblastos de cordierita i la seva disminució en l'interior. També és interessant ressaltar la pràctica absència de porfiroblastos de biotita en aquestes roques, en contrast amb les de la zona de la biotita.

Localment encara es poden observar biotites i quarsos detrítics, envoltats per la foliació, les primeres alterades a clorita.

### IV.3.7. ANÀLISI MICROSTRUCTURAL

La figura IV.43 mostra de manera esquemàtica l'esdeveniment de cristallització dels minerals formats durant el metamorfisme de contacte per als materials de composició pelítica de la Muntanya del Montroig. Les transformacions mineralògiques sofertes per les metapelites són poques donat que l'interval tèrmic és força reduït i que es tracta d'un metamorfisme de grau baix a mig. Es pot considerar només un episodi de cristallització dels minerals en funció de la distància al cos intrusiu. A les parts més externes de l'aurèola s'assoleixen temperatures baixes i cristallitzen la sericita, la clorita i la moscovita, a partir de la matriu argilosa, de l'alteració dels feldspats preexistents i de les mateixes clorites, moscovites i sericites formades incipientment durant l'episodi regional, també de grau baix. A les parts més internes de l'aurèola cristallitza la biotita, en porfiroblastos desorientats i, al contacte amb el cos intrusiu, es formen els minerals de temperatura més alta de tota la muntanya, l'andalusita i la cordierita.

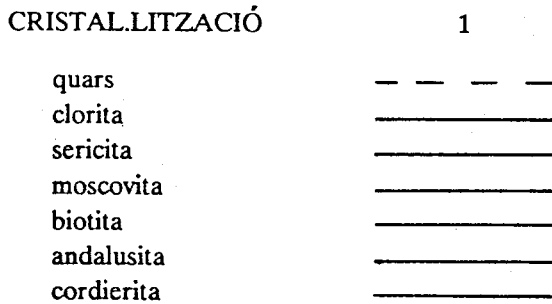


Figura IV.43. Síntesi dels estadis de cristallització de l'episodi metamòrfic de contacte, en les roques pelítiques de la Muntanya del Montroig.

## CONCLUSIONS

El metamorfisme de contacte generat per la intrusió del batòlit de La Jonquera afecta els materials cambro-ordovicians del vessant sud del Massís del Roc de Frausa i els materials més moderns, de l'Ordovicià superior i Silurià de la muntanya del Montroig. De les característiques del metamorfisme, descrites anteriorment i de a comparació dels dos sectors es poden extraure unes conclusions sobre el tipus de contacte entre granitoides i encaixant, el gruix de l'aurèola i la temperatura màxima assolida per la roca encaixant en el contacte amb la roca plutònica.

- Els contactes entre els granitoides i els materials encaixants són força diferents en tots dos sectors. Els contactes entre les roques més bàsiques (gabres, diorites i, ocasionalment, tonalites) amb els materials cambro-ordovicians són molt interpenetrats, incartografiats a l'escala de treball utilitzada (1:5000). En aquests contactes s'observen *septa* de mides diverses, des de centimètrica a decamètrica, als voltants dels contactes. Les interpenetracions del pla de contacte i la presència de *septes* es redueix cap al sud, a mida que es posen en contacte roques més àcides amb els materials encaixants. És especialment notable la presència de contactes molt nets i la inexistència de *septa* en el Montroig.

- Les associacions mineralògiques de grau més alt assolides pels sediments cambro-ordovicians en contacte amb les tonalites, diorites i gabres, al Massís del Roc de Frausa, cordierita + sil.limanita + feldspat potàssic o granat + sil.limanita + feldspat potàssic, pertanyen a la fàcies de les cornianes amb cordierita i feldspat potàssic. Aquestes associacions impliquen una

temperatura màxima aproximada d'uns 650°C, segons les corbes d'equilibri de Holdaway i Lee (1977) i Thompson (1976). A més d'aquestes cristallitzacions de grau alt, la major part dels contactes se situen dintre del camp d'estabilitat de la paragènesi andalusita + cordierita (fig. IV.44), amb una recristallització general de la roca i unes temperatures situades entre el 620°C i els 530°C.

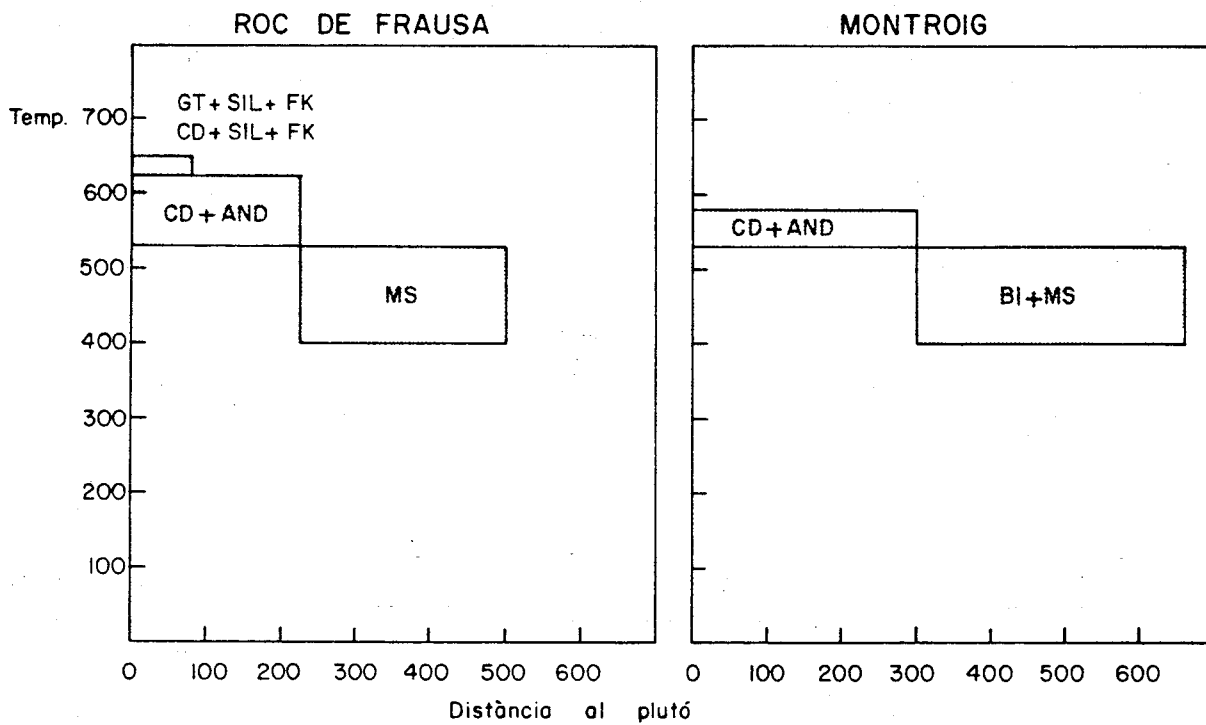
En els sediments ordovicians superiors i silurians del Montroig l'associació cordierita + andalusita, pertanyent a la fàcies de les cornianes amb hornblenda, és la de més alta temperatura observada al contacte amb el granit. Aquesta paragènesi, amb un desenvolupament incipient, implica que probablement no s'haurien sobrepassat els 580°C en les parts més internes de l'aurèola (fig. IV.44).

- L'amplada màxima de l'aurèola de contacte del Massís del Roc de Frausa és aproximadament d'uns 500 metres. Encara que les paragènesis de grau alt existents en el massís anteriorment a la intrusió puguin dificultar l'acotament del límit inferior, és clar que no pot sobrepassar de molt aquesta distància, ja que ni en l'afiorament ni al microscopi s'obren trets microestructurals clarament atribuïbles al metamorfisme de contacte.

En el Montroig, l'aurèola té un gruix més gran, d'uns 660 metres en les parts més amples. Tot i que a la part sud està truncada pel contacte amb els materials garumians de Viure, la forma arrodonida indica que probablement no seria gaire més gruixuda. Aquest fet és corroborat per la presència de paragènesis de grau baix i no metamòrfiques a la part més externa de l'aurèola, a l'extrem SE de la muntanya.

- El metamorfisme de contacte del Massís del Roc de Frausa afecta uns materials metamorfitzats prèviament per un procés regional de grau alt. En canvi, en el Montroig, el procés de contacte s'inicia en uns materials molt poc recristal·litzats pel metamorfisme regional. És interessant, doncs, ressaltar que els materials de partida

cambrò-ordovicianos en un cas, i ordovicianos superiors i silurians en l'altre, ocupaven una posició estructural molt diferent durant el desenvolupament de l'esdeveniment metamòrfic hercinià. Els primers, més antics, en zones més profundes (internes) i els segons, més moderns en zones més externes.



**Figura IV.44.** Diagrames comparatius entre les temperatures i els gruixos màxims de les aurèoles de contacte de les roques pelítiques cambrò-ordovicianes del Massís del Roc de Frausa i ordovicianes superiors i silurianes de la muntanya del Montroig.

## IV. 4. MILONITITZACIÓ

La deformació milonítica indueix una transformació microestructural i mineralògica de les roques que afecta. Els canvis mineralògics que es produeixen són parcials i de caràcter retrògrad respecte a les mineralogies preexistents. Ocasionalment la transformació mineralògica és acompanyada d'una transformació química que essencialment es manifesta en la pèrdua de quars. El quars alliberat pot precipitar localment paral·lel a les bandes milonítiques en filons de gruix decimètric a decamètric.

Les transformacions mineralògiques de les milonites es produeixen en les condicions del camp P - T pròpies de la fàcies esquistos verds. Els canvis microestructurals es manifesten en la formació d'una foliació de penetrabilitat variable, que pot arribar a oblitar les estructures de deformació prèvia quan aquestes existien.

La mineralogia i la microestructura en les roques milonítiques depèn de diversos factors:

a) La composició mineralògica original de la roca. A les condicions de deformació esmentades, cada mineral constituent respon a la deformació de diferent manera. El quars és susceptible de poligonitzar-se i formar subgrans i "ribbons" de grans nous. Els feldspats tendeixen a deformar-se fràgilment després d'una incipient deformació intracristalina, per la qual cosa tendeixen a resistir en forma de porfiroclastos. Els fil·losilicats es deformen amb extincions ondulants i posterior trencament, al temps que s'orienten paral·lelament a la foliació de la milonita. Hi ha neoformació de fil·losilicats (miques blanques i clorita), de mida més petita que l'original, que es disposen paral·lelament a la foliació. En marbres i (roques calcosilicatades ?) és significativa la neoformació de talc.

En síntesi, les roques feldspàtiques tendeixen a formar varietats porfiroclàstiques, excepte quan hi ha una destrucció total del feldspats (associada

a una milonitització al·loquímica), en la què es formen algunes varietats filonítiques. Les roques riques en fil·losilicats, talc i quars són aquelles que presenten les varietats milonítiques més penetrativament foliades.

b) La intensitat de la deformació és responsable de la progressiva reducció de mida de gra. En les roques de composició quarsítica la mida de gra s'estabilitza al voltant de les 100µm. En les feldspàtiques i en les riques en fil·losilicats es produeix una reducció de la mida de gra amb l'increment de la deformació fins arribar a varietats ultramilonítiques de gra extremadament fi.



#### IV.4.1. MILONITES QUARSO-FELDSPÀTIQUES I MILONITES PELÍTIQUES

##### Mineralogia

En tots els materials del sistema pelític, la deformació milonítica es tradueix en una retrogradació de la paragènesi existent.

La paragènesi estable és:

sericita + moscovita + quars + clorita + opacs  
+/- esfèn +/- epidot

La sericita es forma a partir dels feldspats, de la moscovita primària i dels porfiroblastos d'andalusita o cordierita. La sericita forma moscovita per coalescència. El quars recristal·litza en cristalls de mida de gra més petita. La clorita i els minerals opacs es formen a partir de l'alteració de la biotita. A partir del calci de la plagiòclasi es forma esfèn o epidot.

##### Microestructura

Les milonites quarso-feldspàtiques presenten microestructura porfiroclàstica foliada. La proporció relativa de porfiroclastos i matriu depèn dels factors comentats en la introducció i determina que la roca resultant sigui protomilonítica, milonítica o ultramilonítica.

La foliació es forma per una orientació preferent dels cristalls de la roca, associada a una reducció de la mida de gra i per la recristal·lització de fil·losilicats paral·lelament a la direcció de foliació.

Els porfiroclastos estan formats essencialment per cristalls de feldspat, tot i que localment poden ser de quars o, més rarament, de biotita. Són xenoblàstics, amb tendència elongada paral·lelament a la foliació. Presenten zones d'ombra de pressió, les quals són ocupades per

sericites o moscovites de la matriu, per quars o bé per fragments del mateix cristall que forma l'ombra de pressió. Poden trencar-se per estirament paral·lel a la foliació i presentar estructures de tipus "pull-apart", amb recristal·lització de minerals sin-cinemàtics de clorita o quars en la zona fracturada.

##### Anàlisi petrogràfica

###### Biotita

La biotita no és estable en les roques milonítiques, i s'altera a clorita i minerals opacs. Només es reconeix en aquelles roques menys deformades en forma de porfiroclastos. Tot i així, generalment ja sembla alterada a clorita. Inicialment es deforma de manera plàstica, i es generen extincions ondulants. A mida que la deformació avança es produeixen plecs de tipus kink-band i finalment es trenquen. Sovint presenta formes elongades (properes a cares (001)) i lenticulars paral·lelament a la foliació.

###### Moscovita

La moscovita pot presentar-se en dues posicions estructurals:

- a) en porfiroclastos.
- b) recristal·litzada, formant part de la matriu foliada i en les zones d'ombra de pressió.

La moscovita en porfiroclastos és ocasional. Correspon a la moscovita existent en la roca abans de patir la deformació milonítica. Està envoltada per la matriu i presenta un comportament molt semblant al de la biotita en porfiroclastos. Tendeix a reduir la seva mida de gra i formar petits cristalls de sericita, estables.

La moscovita que forma part de la matriu foliada està formada per petits cristalls de sericita, provinents de l'alteració dels feldspats i de les

moscovites en porfiroclastos, inestables en la roca milonítica. Les sericites s'orienten paral·lelament a la foliació milonítica i poden formar mica blanca per coalescència. Aquesta mica blanca mai està perfectament ben formada, sempre té un caràcter mixt entre sericita i moscovita. En les zones d'ombra de pressió, les moscovites són més netes i ben formades.

### Quars

Es distingeixen dos tipus diferents de quars:

a) quars en porfiroclastos i grans vells.

b) quars en grans nous, formant part de la matriu milonítica i en les zones d'ombra de pressió.

El quars en porfiroclastos correspon a cristalls de quars preexistents. Tenen mida de gra variable en funció de la intensitat de la deformació i de la reducció de mida de gra que han sofert. Solen presentar formes lenticulars, a voltes visibles en mostra de mà. Són cristalls molt deformats, amb extinció ondulant i subgrans. Tenen vores de gra molt suturades.

El quars en subgrans és format per recristal·litització primària. Suposa una reducció de la mida de gra del quars anterior. Els quarsos vells, molt deformats, amb extinció ondulant i subgrans, tendeixen a recristal·litzar en grans de mida menor (100µm), similar en una mateixa mostra. És la forma de quars estable en la paragènesi milonítica. Aquests cristalls presenten signes texturals d'equilibri en la paragènesi nova: no presenten extinció ondulant o la presenten poc marcada i tenen vores de gra de poligonals a lobulades. Alguns d'ells encara presenten vores suturades, fet que s'interpreta com a deformació posterior a la seva recristal·litització.

Els quarsos també es poden trobar en les zones d'ombra de pressió, recristal·lititzats amb una

mida de gra lleugerament superior a la dels quarsos de la matriu.

### Feldspats

Els feldspats originals no són estables en la roca milonítica i s'alteren per formar sericita o es produeix saurilitització per formar epidot o clinzoisita. Són molt resistents a la deformació i tendeixen a quedar com a porfiroclastos envoltats per la matriu. La mida dels porfiroclastos és variable en funció de la seva mida original i de la intensitat de la deformació milonítica. Presenten un comportament fràgil, en general, tot i que poden presentar algunes característiques de deformació plàstica, més marcades en la plagiòclasi que en el feldspat potàssic. La deformació plàstica es tradueix en la presència d'extincions ondulant i en la formació de macles per deformació. Les macles segueixen la llei de l'albita o la de l'albita i la periclina combinades. En alguns casos també han estat observades pertites causades per deformació.

Els porfiroclastos de feldspat presenten ombres de pressió i textures de tipus "pull - apart". Les zones d'ombra de pressió poden estar reomplertes per petits fragments dels mateixos feldspats trencats o bé per sericita o quars. També hi sol haver albita neoformada. Les zones que queden entre els fragments de feldspat, quan es formen textures "pull- apart" es reomplen per quars i clorita.

Totes les deformacions i trencament dels feldspats són acompanyats d'una sericitització progressiva que ajuda a reduir la mida de gra i de la formació d'albita. (White )

### Anàlisi microestructural

Les relacions cristal·litització - deformació de les roques milonítiques són força senzilles. Només es reconeix un episodi deformatiu, sincrònicament al qual cristal·litzen els minerals estables en la paragènesi milonítica. La taula 1 expressa les relacions cristal·litització - deformació.

CRISTAL·LITZACIÓ	I
quars	_____
sericita - mica blanca	_____
clorita	_____
albita	_____
minerals opacs	_____
esfèn	_____
epidot (+ clinozoisita)	_____
DEFORMACIÓ	I
	Sm

Figura IV.45. Relacions cristal·lització - deformació per a la milonitització de les roques quarsofeldspàtiques i esquistoses de la zona estudiada.

#### IV.4.2. MILONITES EN ROQUES CARBONATADES

En les roques carbonatades la deformació milonítica es tradueix en una forta deformació i retrogradació de la mineralogia estable. Els marbres formen nivells molt potents i de composició dolomítica molt pura. La retrogradació de la dolomita forma talc, en general també molt pur. La varietat de talc que es troba és de gra molt fi i és anomenada localment "sabonet".

El talc té importància econòmica en la zona. En el vessant espanyol del massís es troben quatre punts diferents amb explotació de talc, dos propers a Maçanet (mina de Santa Maria) i dos propers a La Vajol (mina de Ginebró). En el vessant francès també es troben antigues mines de talc (Reinès) en un context geològic molt similar, però han deixat d'ésser explotades pel seu baix rendiment econòmic. En altres indrets del Pirineu s'observen explotacions de talc de característiques molt semblants. Cal citar com a més important, el jaciment de Tremouns pres Luzenac (St. Barthelemy).

Aranitis (1967), en l'estudi monogràfic dels talcs dels Pirineus, resalta dues característiques comunes a tots els jaciments:

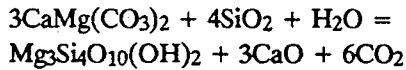
a) es troben en terrenys de sòcol hercinià, sense ocupar un horitzó determinat.

b) es troben en zones de fractura que tallen els terrenys hercínians i els granitoides.

El talc és associat, sovint, a cloritites, amb clinoclor com a únic constituent. La cloritita és de color verd fosc en mostra de mà; en canvi, el talc presenta un color verd clar a blanc. Té mida de gra molt petita, no visible a ull nu, i un tacte greixós. L'únic mineral accessori que es troba en el talc és pirita, la qual sovint està molt ben cristal·litzada, en cubs o pentagonododecaedres de mida mil·limètrica a centimètrica. Al microscopi, el talc es presenta en forma d'agregats de gra molt fi incolors. Mai s'observa exfoliació.

La gènesi del talc dels jaciments del Pirineu ha estat explicada de diverses maneres.

La interpretació més senzilla és la proposada per Capdecombe (1950) i Zwart (1953, 1959). El talc es forma per reacció entre la dolomita i la sílice dissolta en la dolomia:



Guitard (1971), en base a l'observació d'una zonació en els jaciments de talc, interpreta la seva gènesi com un reemplaçament metasomàtic de les roques silico-aluminoses i dels marbres. Les roques silico-aluminoses resulten en cloritites, i els marbres, en magnesita i talc. Aquesta teoria implica un aport de Si als marbres i un aport de Mg a les cloritites i magnesites. Aquest aport s'aconsegueix per mitjà de les solucions postmagmàtiques alliberades pels granitoides intrusius hercinians.

Thiebaut (1988), recolzat per un estudi recent de les mines de talc de Santa Maria i el Ginebró (Grisey, 1984) opina que el talc es forma per talcificació de les quarzites interestratificades en la sèrie esquistosa. La talcificació és acompanyada d'un metasomatisme magnèsic, l'origen del qual és discutible, segons aquest autor. La formació del talc és lligada a un episodi tardà de l'emplaçament dels granits. La circulació dels fluids és induïda per les fractures existents.

A partir de les observacions de camp realitzades en aquest estudi es pot afirmar que el talc és lligat espacialment a les bandes milonítiques que afecten els marbres. Aquest control estructural és primordial per explicar la gènesi del talc. Tanmateix, per a que es generi el talc en una roca dolomítica cal un aport de Si de l'exterior. Tal com s'ha dit en la introducció d'aquest apartat, la formació de les milonites sovint allibera quars. El quars alliberat, junt amb fluids, circula lliurement

per les bandes milonítiques i pot reaccionar amb la dolomia per formar talc. La reacció proposada per Capdecombe (1950) i Zwart (1953, 1959), citada més amunt, pot ser la responsable de la formació del talc. El talc es generaria, doncs, a temperatures i pressions pròpies de la fàcies esquistos verds, fàcies en la que és forma la milonitització i en la que és estable el talc.

El talc del Roc de Frausa difícilment pot provenir de roques quarzítiques, ja que la sèrie metasedimentària paleozoica no és excepcionalment rica en quarzites. Per contra, els marbres formen un gruix considerable en la sèrie. L'origen magmàtic dels fluids que provoquen les reaccions per formar talc és discutible, ja que les milonites a les quals es troba associat el talc són netament posteriors a l'emplaçament del granit.

#### IV.4.3. ELS FILONS DE QUARS ASSOCIATS A LES MILONITES

Paral·lelament a les direccions de les milonites es troben una sèrie de filons de quars. L'emplaçament dels filons té lloc associat a la deformació milonítica. Les successives fases mineralitzants de quars estan intensament afectades per una deformació cataclàstica - milonítica. La importància d'aquests filons rau en la seva potencial capacitat reconcentradora de metalls. L'aspecte estructural d'aquests filons ha estat descrit en el capítol III, per la qual cosa aquí es referiran només els aspectes relacionats amb els canvis químics.

Els filons de quars encaixen dintre dels materials gnèissics i metasedimentaris paleozoics i en els granitoides hercinians. Tenen una longitud i una potència molt variable, poden arribar fins a 2 Km de llargada i 20 metres de gruix. Solen trobar-se a les parts centrals de les bandes milonítiques, on la deformació és molt intensa. Presenten una foliació molt penetrativa, amb un espaiat mil·limètric que disminueix progressivament cap a les vores de la banda milonítica.

Al camp s'observen dues generacions de quars. La primera generació és afectada per una foliació molt penetrativa, i s'observen plects intramilonítics. El quars que presenta és blanc hialí i amb moltes inclusions sòlides. La segona generació talla la primera i és formada per petits filons anastomòtics desorientats, clarament posteriors a la foliació milonítica. El quars és més transparent que a la primera. Ambdues generacions estan afectades per petites cisalles d'ordre centimètric. Els contactes dels filons amb l'encaixant són nets i molt ben definits. L'encaixant proper al contacte amb els filons de quars mostra un enriquiment en quars i una deformació cataclàstica, lligada a aquest procés. La silicificació, molt ben desenvolupada en el centre de les bandes milonítiques, és progressivament menys intensa cap a les vores. A tot arreu la

silicificació sembla estar relacionada genèticament amb els filons de quars.

#### Canvis mineralògics i procés de silicificació

El procés de silicificació és comú en tots els filons de la zona. En un d'ells, el filó de Calabuig (fig. III.38), ha estat realitzat un mostreig sistemàtic per estudiar el procés.

Els estadis més incipients són caracteritzats per una deformació concentrada en bandes inframil·limètriques, paral·leles a la direcció de la foliació (episodi B, fig. IV.46). La foliació és una mica cataclàstica i es generen esquerdes.

Acompanyant la deformació s'observa una alteració del granit, amb inici de la transformació dels feldspats i biotita a una paragènesi amb clorita, moscovita, epidot i quars. S'observa una deformació progressiva del quars, amb extincions ondulants i inici de formació de subgrans. En les esquerdes formades cristal·litza quars de mida de gra molt petita (menor o igual als 0.02mm) (episodi C, fig. IV.46). El segon estadi de deformació, té caràcter mixt fràgil - dúctil. Durant aquest episodi els filonets anastomòtics de quars tendeixen a paral·lelitzar-se amb la direcció de la foliació (episodi D, fig. IV.46). Els cristalls de feldspat es comporten fràgilment i actuen com a porfiroclastos. Els cristalls de quars recristal·litzen en quars poligonal. El quars adopta una configuració d'agregat massís, blanc i amb moltes impureses de feldspat i clorita que li resten transparència (episodi E, fig. IV.46).

Posteriorment a aquesta generació de quars blanc, es produeix un altre procés d'intensa milonitització del mateix (i de l'encaixant).

Una nova generació de quars cristal·litza en filonets anastomòtics que tallen l'encaixant i el quars blanc anterior (episodi F, fig. IV.46). El quars que cristal·litza en aquest estadi és molt més pur que l'anterior; al microscopi no s'observa cap altre mineral. En alguns casos els filonets de quars de segona generació són afectats per petites cisal-

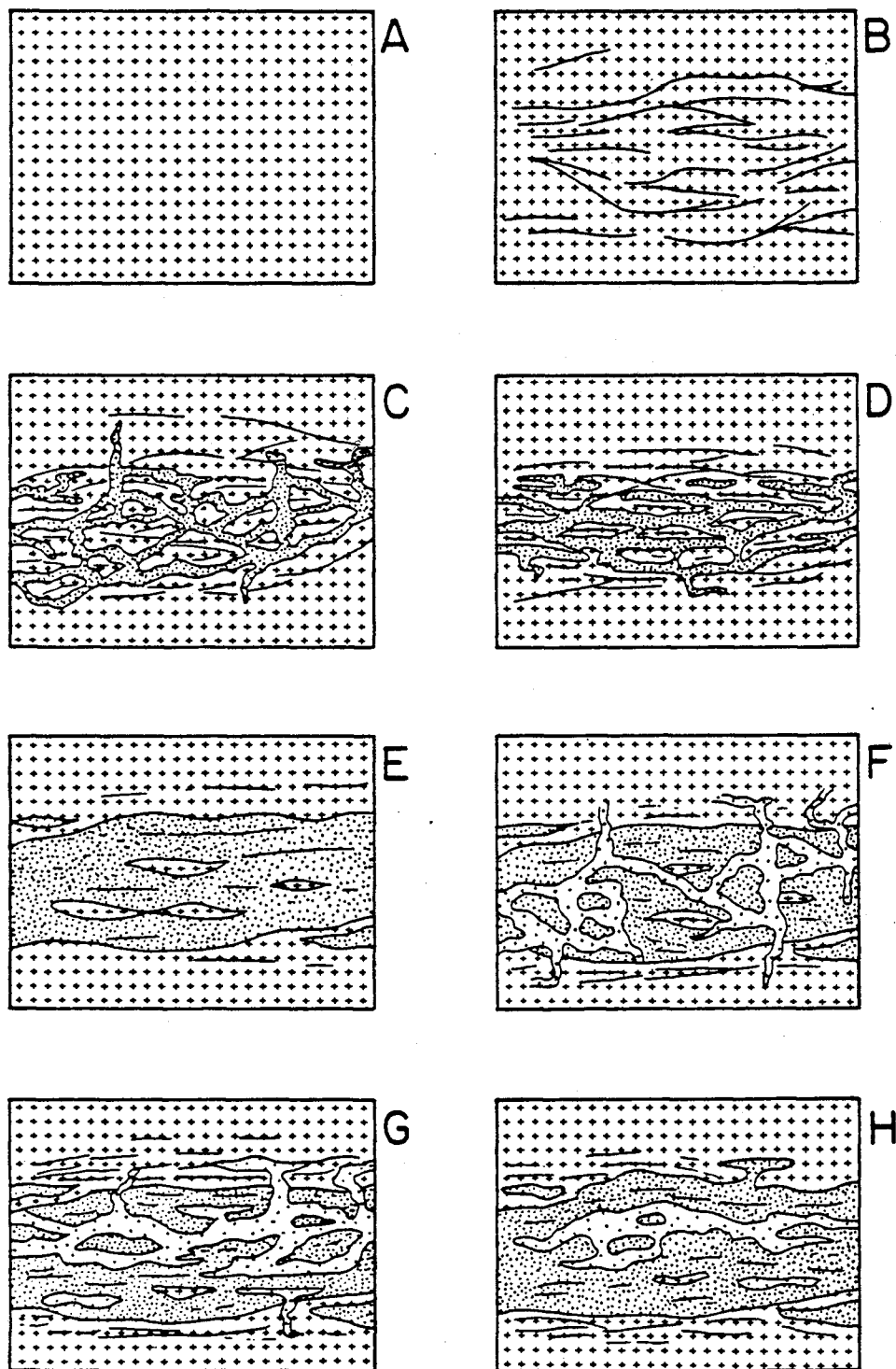


Figura IV.46. Diagrama esquemàtic del procés de silicificació associat als filons de quars.

les de l'ordre de 5 a 10 cm i de sentit de moviment dextre, que tendeixen a paral·lelitzar aquests filonets amb la deformació milonítica, o a trencar-los si l'angle és proper a  $90^\circ$  (episodi G, fig. IV.46).

En els estadis més avançats, una nova recristal·lització del quars arriba a esborrar la microestructura anterior i recristal·litzar com a quars massís i sucros, poc deformat, en general, malgrat que en alguns indrets presenta una certa deformació cataclàstica (episodi H, fig. IV.46).

### Inclusions fluïdes

El quars present en tota la zona estudiada no presenta prou transparència per permetre l'observació d'inclusions fluïdes en el seu interior. Per aquesta raó no ha pogut ésser determinada la temperatura de la fase fluïda mineralitzant. Aquesta temperatura ha pogut ésser establerta, en canvi, en altres filons de quars molt propers als

de la zona estudiada. A les mines de Sant Pere aflora un filó de quars associat a una banda milonítica situada al contacte entre el granitoid i l'encaixant paleozoic. En aquest filó, les inclusions fluïdes atrapades en el quars de la última fase mineralitzant mostren que el fluid era una salmorra rica en NaCl - CaCl<sub>2</sub>. Les temperatures obtingudes són variables, desde 325 a 250°C (Ayora, com. pers.). Tot i que aquestes temperatures poden ser diferents de les assolides en la zona estudiada, és pot fer una aproximació prou vàlida. La propera localització geogràfica, el context geològic similar i l'associació dels filons de quars a les milonites tardanes fan comparables les dades. Finalment, i també a títol comparatiu, les temperatures de les inclusions fluïdes observades en els filons de quars de Cap de Creus són des de 325 a 380°C (Ayora, com. pers.) i les observades en les Esquerdes de Rojà, al sud del Massís del Canigó, entre 290 i 260°C i 240°C.

## **VI. Bibliografia**







L'estudi dut a terme en aquest treball ha permès extraure una sèrie de conclusions respecte als diversos aspectes comentats, unes de tipus més general, referents a la geologia regional i unes altres, més concretes, respecte al metamorfisme del Massís del Roc de Frausa, i, secundàriament del Montroig (fig. V.1).

A partir dels talls geològics realitzats s'ha pogut reconstruir una columna dels materials representats en la zona estudiada. S'han distingit materials cambro-ordovicians, al Massís del Roc de Frausa i materials ordovicians superiors, a la muntanya del Montroig.

D'acord amb la interpretació donada, els nivells més inferiors de la sèrie cambro-ordoviciària serien representats per les metapelites del Mas Janer. Els gneissos del Mas Blanc i els gneissos del Roc de Frausa estarien intercalats entre els nivells metapelítics. El paral·lelisme de la foliació regional entre les diverses unitats de gneissos i esquistos és evident cartogràficament i en els talls geològics. Aquest paral·lelisme podria ésser produït bé per una intrusió dels granitoides pre-hercinians aproximadament paral·lela al contacte amb l'encaixant, o bé pel resultat de les fases de deformació principals de l'orogènia herciniana.

En la zona estudiada no han estat observades estructures de plegament sinesquistoses que permetin enllaçar els gneissos del Mas Blanc i els gneissos del Roc de Frausa. D'altra banda, a escala de l'aflorament i en mostra de mà s'ha observat un contacte irregular entre els gneissos del Roc de Frausa i les metapelites així com la presència de *septa* de materials pelítics cambro-ordovicians dintre dels gneissos. Aquests arguments podrien suggerir un contacte intrusiu entre els gneissos i les metapelites. Aquesta interpretació implicaria que els gneissos no constituïrien un sòcol cadomià, al damunt del qual se situaria la sèrie pelítico-grauvànica cambro-ordoviciària, sinó que serien granitoides intrusius d'edat cambro-ordoviciària. Tot i així, cal remar-

car que les proves en un o altre sentit no són conclouents i caldrien més evidències per descartar l'una o l'altra.

Al Massís del Roc de Frausa les estructures sinesquistoses no han pogut ésser observades més que a escala microscòpica. La penetrativitat de la foliació regional de la fase deformativa principal tendeix a obliterated les altres estructures existents en la roca. La macroestructura observable actualment en el massís és, en bona part, causada per la superposició de dues fases tardanes que afecten la foliació regional dels gneissos i dels esquistos i els granitoides. S'han distingit dues fases tardanes, la primera, amb plans axials de direcció NE - SW, i la segona amb plans axials de direcció NW - SE. La constant orientació dels plans axials de la segona fase tardana i la dispersió dels seus eixos segons el seu pla axial, en funció de l'orientació de la foliació regional, posaria de manifest la fase de plegament anterior. La interferència de plectes produïda per aquestes dues fases permetria aflorar els nivells inferiors del massís: els gneissos del Mas Blanc i les metapelites del Mas Janer.

El metamorfisme regional hercinian és posterior a la fase deformativa principal, tot i que les primeres fases de cristallització són sincròniques a la fase deformativa principal. En el Montroig, on el metamorfisme regional és de grau baix, els minerals metamòrfics són sincrònics a la formació de la foliació regional. En el massís del Roc de Frausa, amb metamorfisme regional de grau més elevat, el clímax metamòrfic regional s'assoleix en condicions estàtiques, posteriorment a la formació de la foliació.

En el Massís del Roc de Frausa les paragènesis de més grau formades en les metapelites presenten l'associació cordierita + silimanita + feldspat potàssic + biotita. Aquesta paragènesi permet calcular unes condicions de pressió i temperatura de 3,1 Kbar i 650°C durant el clímax metamòrfic. Així, el grau metamòrfic as-

solit pels materials cambro-ordovicians del Massís del Roc de Frausa, deduït en aquest estudi, seria més elevat que el que fins ara s'havia suposat. La trajectòria del metamorfisme regional seguida per les metapelites indica un gradient de  $57^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ . Aquest gradient evidencia el procés eminentment tèrmic del metamorfisme regional hercinià en el massís estudiat i és comparable als gradients observats en altres massissos hercínians del Pirineu: 2,8 Kbar i  $650^{\circ}\text{C}$  ( $70^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ) al Massís de l'Hospitalet (Van Den Eeckhout, 1986;  $650^{\circ}\text{C}$  al Cap de Creus, entre 2 a 2,5 Kbar i 580 a  $620^{\circ}\text{C}$  al massís de l'Aston (Alias et al., 1988).

Les fases de plegament tardanes i les deformacions milonítiques associades retrograden les paragènesis formades durant les cristallitzacions prògrades del metamorfisme regional.

El metamorfisme de contacte es produeix en els materials situats al voltant dels cossos intrusius i se sobreposa al metamorfisme regional. Es distingeixen dos cossos intrusius: el batòlit de La Jonquera, format per granitoides intermedis a àcids, i el massís de Ceret, constituït per diorites i gabroides.

El batòlit de la Jonquera té dimensions de l'ordre de la centena de quilòmetres i produeix una aurèola de contacte d'uns 600 m. d'amplada.

El nivell relativament constant d'emplaçament del batòlit de La Jonquera respecte als materials pelítics cambro-ordovicians del Massís del Roc de Frausa, i el paral·lelisme del contacte granitoides - metapelites amb el contacte metapelites - gneissos i amb la foliació regional, indicaria que el batòlit va intruir en forma de làmina. El nivell d'emplaçament d'aquesta làmina se situaria en els materials de grau metamòrfic més baix i els de grau més alt. Els materials de grau més elevat, més cristallins, es comportarien solidàriament amb els gneissos. Així, els granitoides se situarien per sobre de les metapelites cambro-ordovicianes del Roc de Frausa i per sota dels materials ordovicians superiors i silurians de la muntanya del Montroig. La

intensitat del metamorfisme és més elevada en els materials cambro - ordovicians del Massís del Roc de Frausa, situats per sota de la làmina intrusiva, que en els materials ordovicians superiors de la muntanya del Montroig, situats al damunt.

En les metapelites cambro-ordovicianes de grau més alt presenten l'associació cordierita + silimanita + biotita. La temperatura màxima assolida per aquesta paragènesi se situa entre al voltant dels  $615^{\circ}\text{C}$  i la pressió màxima és de l'ordre de 2,5 Kbar. Les temperatures assolides en el clímax metamòrfic de contacte són força semblants a les obtingudes pel metamorfisme regional.

En la muntanya del Montroig, les paragènesis de grau més alt pertanyents al metamorfisme de contacte presenten cordierita i andalusita. Les temperatures màximes estimades són d'uns  $550^{\circ}\text{C}$ , inferiors a les obtingudes per al Massís del Roc de Frausa.

Les diorites i gabroides del massís de Ceret, pràcticament fora del domini de l'àrea estudiada, podrien ésser els responsables de les paragènesis de grau alt observades en les metapelites al contacte amb aquests cossos, en el sector septentrional de la zona estudiada. La presència d'aquestes paragènesis indicaria que, en nivells estructurals inferiors i en contacte amb magmes més bàsics, es podrien assolir localment condicions de temperatura i/o pressió més elevades. Les paragènesis observades són granat + silimanita + feldspat potàssic + biotita i cordierita + silimanita + feldspat potàssic + biotita, amb la particularitat que la cordierita i el granat mai han estat trobats en contacte, tot i observar-se tots dos minerals en una mateixa làmina prima. Les temperatures i pressions màximes estimades per aquestes associacions, a partir de les dades termomètriques i de la quemografia, són de  $740^{\circ}\text{C}$  i 4 Kbar a una  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.6P_{\text{Tot}}$ . La recristallització d'aquestes roques és molt elevada, per la qual cosa, a voltes ha resultat difícil atribuir la microestructura observada a un procés regional d'alta temperatura, en condicions estàti-

ques, o bé atribuir-la a un procés tèrmic posterior.

La presència d'aquestes associacions, no citades amb anterioritat en la bibliografia, i les temperatures i pressions que s'han obtingut, plantegen un greu problema, donat que implicarien un grau metamòrfic més alt per al metamorfisme de contacte produït pel massís de Ceret que per al metamorfisme regional. Caldria fer un estudi més extens per tal d'entendre el significat d'aquestes roques i comprovar si realment l'associació espa-

cial entre aquests cossos intrusius i les metapelites amb la paragènesi sillimanita - granat - feldspat potàssic - biotita és sistemàtica al llarg de tot el contacte arreu del massís o bé si és una relació puntual, visible en pocs punts. Malgrat que no han estat estudiades amb detall les paragènesis existents en les metapelites dels nivells inferiors (metapelites del Mas Janer), mai han estat observades paragènesis amb aquestes associacions lluny dels contactes amb els cossos bàsics, per la qual cosa sembla possible el lligam entre les intrusions bàsiques i les metapelites amb granat i feldspat potàssic.

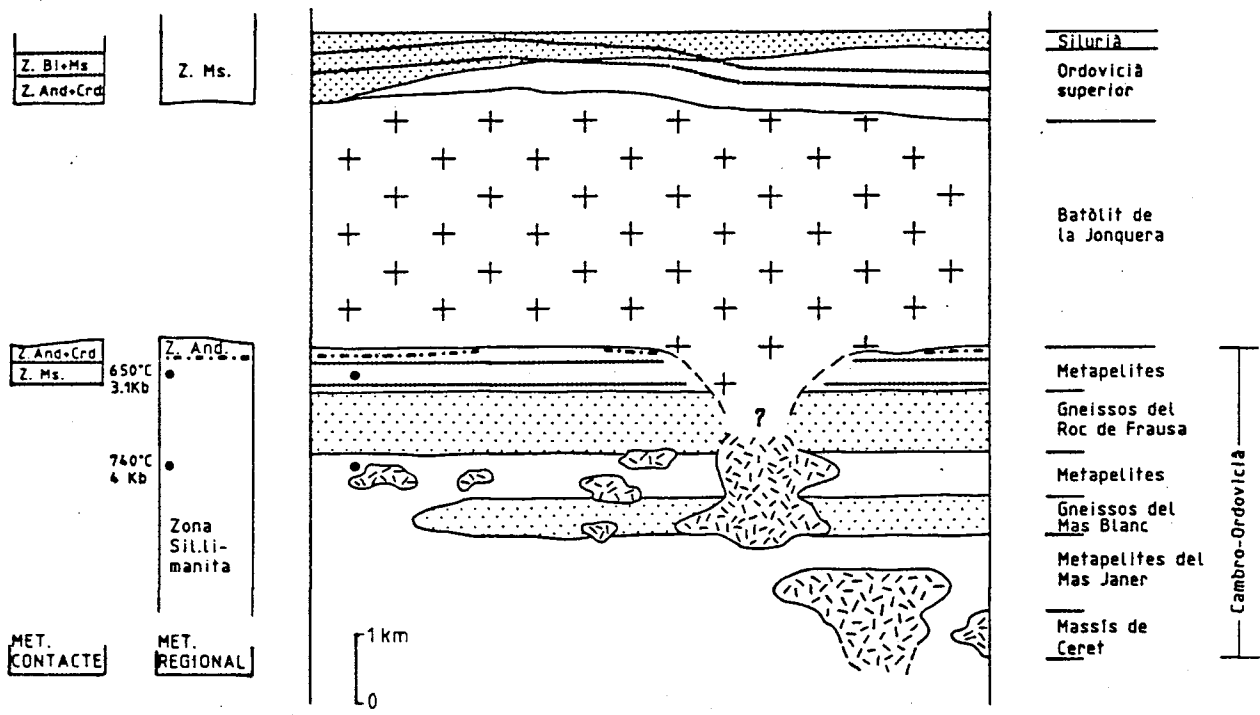


Figura V.1. Esquema sintètic de les relacions entre les diferents litologies representades en el massís del Roc de Frausa - muntanya del Montroig i les isogrades del metamorfisme regional i del metamorfisme de contacte.

## **V. Conclusions**

ALIAS, G., CIRES, J., LIESA, M., RECHE, J., 1988. *Estudio comparativo del metamorfismo regional hercínico del Pirineo (Cap de Creus, Roc de Frausa, Aston-Hospitalet, Bossost)*. Informe preliminar, proyecto Pirineos, IGME.

APTED, M. J., LIOU, J.G., 1983. *Phase relations among greenschist epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system*. Amer. J. Sci., 283-A, 328-354.

ARANITIS, S., 1967. *Les gisements de talc pyrénéens*. Bull. Bur. Rech. géol. et Min. Paris, 1, 3-119.

ASHWORTH, J.R., 1972. *Myrmekites of exsolution and replacement origins*. Geol. Mag., 109, 45-62.

ASHWORTH, J.R., 1986. *Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism*. Amer. Mineral., 71, 895-899.

AUTRAN, A., GUITARD, G., RAGUIN, E., 1963. *Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes au 1/200.000 (édition provisoire)*. B.R.G.M.

AUTRAN, A., FONTEILLES, M., GUITARD, G., 1966. *Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 263, 317-320.

AUTRAN, A., GUITARD, G., 1969. *Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): Liaison avec la nappe du Canigou*. C. R. Acad. Sc. Paris, 269, Sér. D, 2497-2499.

AUTRAN, A., FONTEILLES, M., GUITARD, G., 1970. *Rérelations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales*. Bull. Soc. Géol. Fr., s.7, 12, 673-731

AYORA, C., 1980. *Les concentracions metàl·liques de la vall de Ribes*. Tesi Doctoral. Univ. Barcelona. 236 pp.

AYORA, C., 1984. *Pirineu Oriental: les concentracions estratiformes d'As-Au-W i Pb-Zn-Cu i llur relació amb el vulcanisme de la base del cambro-ordovícic. Els grans filons de quarç, llur significat en la deformació hercínica i llur paper reconcentrador d'As-Au-W*. Informe intern. Memòria ajut en la investigació. Univ. Barcelona.

AYORA, C., CASAS, J.M., 1982. *Estudi microtermomètric dels filons de quars de les Esquerdes de Rojà, Massís del Canigó, Pirineu Oriental*. Acta Geol. Hisp., 18, 35-46.

AYORA, C., CASAS, J.M., 1986. *Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocky from the Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain*. Mineralium Deposita, 21, 278-287.

- BARD, J.P.**, 1979. *Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques*. Masson, Paris. 192 pp.
- BARKER, F.**, 1961. *Phase relations in cordierite-garnet-bearing kinsman quartz monzonite and the enclosing schist, Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire*. Am. Mineral., 46, 1166-1176.
- BLUMEL I SCHREYER**, 1977. *Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the northern bavarian forest, Germany: krystallinikum*. v. 12p. 7-30
- CAPDECOMME, L.**, 1950. *Sur la genèse des talcs pyrénéens*. Bull. Soc. Hist. Natur. Toulouse, 85, 313-316.
- CARRERAS, J.**, 1973. *Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas en la zona del Cabo de Creus (Port de Gerona)*. Tesis Doct. Univ. Barcelona, 154 pp.
- CARRERAS, J., JULIVERT, N., SANTANACH, P.**, 1980. *Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding*. J.Struct.Geol., 2, 5-9.
- CARRERAS, J., SANTANACH, P.**, 1983. *El hercínico de los Pirineos*. Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, t. I, Inst. Geol. Min., pp. 536-550.
- CASAS, J.M.**, 1978. *Estudi de les primeres fases de deformació hercíniques a la finestra tectònica de Balaig. Massís del Canigó*. Tesis de Llicenciatura. Univ. Barcelona. 112 pp.
- CASAS, J.M.**, 1984. *Estudi de la deformació en els gneiss del Massís del Canigó*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona. No publicat.
- CASAS, J.M., MARTI, J., AYORA, C.**, 1986. *Importance du volcanisme dans la composition litostratigraphique du Paléozoïque inférieur des Pyrénées Catalanes*. C.R. Acad. Sc. Paris, 302, S. II, 19, 1193-1198.
- CASAS, J.M., MUÑOZ, J.A., SABAT, F., SANTANACH, P.**, 1988. *El Paleozoic dels Pirineus entre la Cerdanya i la Garrotxa (resultats preliminars dels treballs en curs)*. Servei Geol. Cat. vol. esp. "Faura i Sans". En premsa.
- CAVET, P.**, 1951. *Sur la stratigraphie de la zone axiale des Pyrénées Orientales*. C. R. Acad. Sc. Paris, t.232, 743-859.
- CAVET, P.**, 1957. *Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre*. Thèse, Toulouse. Bull. Serv. Carte Géol.Fr., LV,n°254-55.
- CAVET, P.**, 1958. *Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège*. Bull. Soc. Géol. Fr. s.6,t.8, pp 853-869.



CHATTERJEE, N.D., 1970. *Synthesis and upper stability limit of paragonite*. Contrib. Mineral. Petrol., 27, 244-257.

CHATTERJEE, N.D., 1972. *The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrence*. Contrib. Mineral. Petrol., 34, 288-303.

CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W., 1974. *Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M-muscovite,  $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$* . Contrib. Mineral. Petrol., 48, 89-114.

CHATTERJEE, N.D., FROESE, E., 1975. *A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system  $KAlSi_2O_8-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$* . Amer. Mineral., 60, 985-993.

CHENEY, J.T., GUIDOTTI, C.V., 1979. *Muscovite-plagioclase equilibria in sillimanite + quartz bearing metapelite, Puzzle Mountain Area, Northwest Maine*. Amer. J. Sc., 279, 411-434.

CHEVALIER, 1975. *Le gisement de siderite de Batere-Pyrénées Orientales, France*. Bull. B.R.G.M., 2, II, 5, 385-406.

COCHERIE, A., 1985. *Interaction manteau-croûte: son rôle dans le genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'Oxygène)*. B.R.G.M., 90, 246pp.

COLBY, J.W., 1972. *Magic IV, a computer program for quantitative electron microprobe analysis*. Bell teleph. Cab. Inc. Allenton. Pennsylvania.

DE BETHUNE, S., 1982. *Graphic construction of multicomponent phase diagrams*. Bull. Mineral., 105, 658-661.

ESTEVEZ, A., 1970. *Estructuras de fallas en el sector de Massanet de Cabrenys (Pirineo Oriental, España)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, 1(1), 45-46.

ESTEVEZ, A., 1973. *La vertiente meridional del Pirineo Catalán al N del curso medio del Río Fluviá*. Tesis Doctoral Universidad de Granada. Publ. Univ. Granada. 514pp.

EVANS, B.W., 1965. *Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz*. Amer. J. Sci., 263, 647-667.

EVANS, B.W., GUIDOTTI, C.V., 1966. *The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A.* Contrib. Mineral. Petrol., 12, 25-62.

FERRY, J.M., SPEAR, F.S., 1978. *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 373-385.

FONTBOTE, J.M., 1949. *Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter*. An. Inst. Est. gerundenses, vol. IV, pp 129-185, 4 figs.

FONTBOTE, J.M., GARCIA-RODRIGO, B., 1958. *Le vessant espagnol des Pyrénées Orientales*. Bull. Soc. Geol. de France, 6 serie, t. 8, 939-946.

FONTEILLES, M., GUITARD, G., 1964. *L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées*. C. R. Ac. Sc. Paris, 258, 4299-4302.

FONTEILLES, M., GUITARD, G., 1968. *L'effet de socle dans le métamorphisme*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 7 (2), 862-887.

GANGULY, J.L., SAXENA, S., 1984. *Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermo-barometry*. Amer. Mineral., 69, 88-97

GEYSSANT, J., GRANDJACQUET, C., GUITARD, G., 1978. *La terminaison de la nappe de gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replisements tardifs*. C.R. Acad. Sc. Paris, 287, Sér D, 1187-1190.

GOLDSCHMIDT, V.M., 1911. *Die Kontaktmetamorphose im Kristianniagebiet*. Vidensk. Skrifter. I. Mat. - Naturv. K1, 11.

GORDON, T.M., GREENWOOD, H.J., 1970. *The reaction: Dolomite + Quartz + Water = Talc + Calcite + Carbon Dioxid*. Am. J. Sc., 268, 225-242.

GREENWOOD, H.J., 1967. *Mineral equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>*. En: ABELSON, P.M., ed. *Researches in Geochemistry vol.2*, J. Wiley, New York. 542-567.

GREENWOOD, H.J., 1976. *Metamorphism at moderate temperatures and pressures*. En D.K. BAILEY & R.McDONALD ed. *The evolution of crystalline rocks*. Academic Press. London, 187-259.

GRISEY, H., 1984. Thèse Géol. Appl. Besaçon, 239 pp.

GUIDOTTI, C.V., 1965. *Geology of the Byant Pond Quadrangle, Maine*. Quadrangle Mapping Series, 3, Dep., Ec. Dev. Augusta, Maine.

GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P., 1976. *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 127, 97-142.

GUITARD, G., 1966. *Le métamorphisme et le faciès mineralogiques des marbres derivant des dolomies siliceuses dans les massifs du Canigou et de la Carançà (Pyrénées Orientales)*. C.R. Acad. Sc. Paris., 262, 245-247.

GUITARD, G., 1970. *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du nassif du Canigou (Pyrénées Orientales)*. Mem. B.R.G.M., 63, 317pp.

GUITARD, G., GEYSSANT, J., LAUMONIER, B., 1984. *Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou 1re partie: analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional*. Géologie de la France, 4 pp, 95-125.

GUITARD, G., LAFFITIE, F., 1956. *Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales*. C. R. Acad. Sc. Paris, s D, 242, 2749-2752.

HARTEVELT, J.J.A., 1970. *Geology of the upper Segre and Valira Valleys , Central Pyrenees, Andorra, Spain*. Leidse Geol. Med. , vol. 45, pp. 167-236.

HEWITT, D.A., 1973. *Stability of the assemblage muscovite-calcite-quartz*. Amer. Mineral., 58, 785-791.

HIRSCHBERG, A., WINKLER, M.G.F., 1968. *Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlont, cordierit und Almandin bei der Metamorphose*. Contrib. Mineral. Petrol., 18, 17-42.

HODGES I SPEAR., 1982. *Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire*. Amer. Mineral., 67, 1118-1134.

HOLDAWAY, M.J., 1971. *Stability of andalusite and sillimanite and the aluminium silicate phase diagram*. Amer. J. Sci., 271, 97-131.

HOLDAWAY, M.J., LEE, S.M. 1977. *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 175-198.

HOSCHEK, G., 1973. *Die Reaction Phlogopit + Calcit + Quarz = Tremolit + Kalifeldspat +  $H_2O$  +  $CO_2$* . Contr. Mineral. Petrol., 39,231-237.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J. 1985. *Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite*. Amer. Mineral., 70, 272-278.

JAEGER, E., ZWART, H.J., 1968. *Rb-Sr age determinations of some gneiss and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees)*. Geol. in Mijnbouwen vol. 47, n°5, pp. 249-358.

JOHANNES, W., ORVILLE, P.M., 1972. *Fortschnt. Mineral.* 50, 46-47.

JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J., 1980. *The Paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges (northwestern Mediterranean)*. IGCP 5, Newsletter (Sassi, F.P!, ed.) 2, 124-128.

**KERRICK, D.M.**, 1968. *Experiments on the upper stability limit of pyrophanite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure.* Amer. J. Sc., 266, 204-214.

**KERRICK, D.M.**, 1972. *Experimental determination of muscovite + quartz stability with  $PH_2O$  P total.* Amer. J. Sci., 272, 946-958.

**KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A.**, 1976. *A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps).* N.Jb. Geol. Paläont. Mh., 653-670.

**KORZHINSKII, D.S.**, 1959. *Physico chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals.* Consultants Bureau, Inc. New York. 142 pp.

**KRETZ, R.**, 1966. *Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks.* J. Petrol., 7, 68-94.

**KRETZ, R.**, 1983. *Symbols for rock forming minerals.* Amer. Mineral., 68, 277-279.

**KWAK, T.A.P.**, 1974. *Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures.* Contr. Mineral. Petrol., 44, 57-80.

**LAIRD, J.**, 1980. *Phase equilibria in mafic schist from Vermont.* J. Petrol., 21, 1-37..

**LAUMONIER, B., GUITARD, G.**, 1978. *Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées Orientales: le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Sujols) du synclinal de Villafranche du Conflent.* Rev. Geogr. phys. Geol. dym., XX, (2), 177-212.

**LAUMONIER, B., GEYSSANT, J., GUITARD, G.**, 1984. *Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2e partie: essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures.* Géologie de la France, 4 pp. 127-147.

**LAUMONIER, B., GUITARD, G.**, 1986. *Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse.* C. R. Acad. Sci. Paris, 302 (II), 473-478.

**LAUMONIER, B.**, 1987. *Les structures tangentielles alpines de la partie Orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir.* C. R. Acad. Sc. Paris, 304(17), 1081-1086.

**LAUMONIER, B., BAETENS**, 1986. *Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Molló (Pyrénées Orientales. Frontière franco-espagnole).* C. R. Acad. Sc. Paris, 302, II, 363-366.

**LAUMONIER, B.**, 1988. *Sur l'âge Cambrien des groupes de Canaveilles et de Sujols (Pyrénées Catalanes, Espagne).* Abstract Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Barcelona, April 1988. p.51-52.

- LEAKE, B.E., 1978. *Nomenclature of amphiboles*. Can. Mineral., 16, 501-520.
- LEE, S.M., HOLDAWAY, M.J., 1977. *Significance of Fe-Mg cordierite stability relation on temperature, pressure, and water pressure in cordierite granulites*. En: The Earth's Crust. Am. Geophys. Union. Geophysical Monopahies, 20, pp. 79-94.
- LIU, J.G., 1971. *P-T stabilities of launontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-2SiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. J. Petrol., 12, 379-411.
- LIU, J.G., KUN I YOSMI, S., ITO, K., 1974. *Experimental studies on the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system*. Amer J. Sci., 274, 613-632.
- LLAC, F., 1969. *Etude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou, le massif des Aspres (Pyrénées Orientales)*. Bull. Soc. Géol. France., 7 (XI) pp 476-483.
- LLAC, F., 1973. *Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du massif du Puigmal (Pyrénées Orientales)*. C. R. somm. S.G.F. 15, 89-90.
- MARTI, J., MUÑOZ, J.A., VAQUER, R., 1986. *Les roches volcaniques de l'Ordovicien supérieur de la région de Ribes de Freser-Rocabruna (Pyrénées catalanes): caractères et signification*. C.R. Acad. Sc. Paris, 302(20), 1237-1242.
- MARTINEZ, F.J., ROLET, J., 1987. *Late Paleozoic metamorphism in the Northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in South-West Europe*. En HARRIS, I. & FETTES, D.J. ed. *The Caledonian-Appalachian Orogen*. Geol. Soc. Sp. Publ.
- MARTINEZ, F.J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M.L., GIL IBARGUCHI, I., 1988. *Structural and thermal evolution of high grade areas in the Northwestern part of the Iberian massif*. Am. J. Sc. En preparació.
- MOODY, J.B., MEYER, D., JENKINS, J.E., 1983. *Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems*. Amer. J. Sci., 283, 48-92.
- MUÑOZ, J.A., 1985. *Estructura alpina i herciniana a la vora Sud de la zona axial del Pirineu Oriental*. Tesi doctoral. Univ. Barcelona. No publicat. 305 pp.
- MUÑOZ, J.A., MARTI, J., 1984. *El vulcanismo ordovícico de Ribes de Freser y Rocabruna (Pirineo Oriental)*. En: Resúmenes y guías de campo del seminario sobre el vulcanismo antiguo del Pirineo. Publicacions de la Facultat de Geologia. Univ. de Barcelona.
- NEWTON, R.C., HASELTON, M.T. 1981. *Thermodynamics of the garnet-plagioclase Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geothermometer*. En NEWTON et al. ed. *Thermodynamics of minerals and melts I*, P.131-147. Springer-Verlag.

NEWTON, R.C., WOOD, B.J., 1979. *Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite hydrous phase*. Contrib. Mineral. Petrol., 68. 391-405.

PANKIWSKY, K.A., 1964. *The geology of the Dixfield Quadrangle, Maine*. Ph. D. Thesis. Harvard University.

PAPIKE, J.J., CAMERON, K., BALDWIN, K., 1974. *Amphibolites and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data*. Geol. Soc. Amer. Bull., 6, 1053-1054.

PERCHUK, L.L., LAVRENTEVA, I.V., 1983. *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite*. En *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. Ed. Saxena S. K. Springer-Verlag, Berlin, p. 199-239.

PERRIN, M., GUY, B., 1985. *Lithostratigraphie et structure de la partie inférieure de la série de Canarcilles dans le secteur de Costabona (Sud du Canigou, Pyrénées Orientales franco-espagnoles)*. C. R. Acad. Sci., 301 (II), 109-114.

PHILLIPS, E.R., 1980. *On polygenetic myrmekite*. Geol. Mag., 117, 29-36.

POLDEVAART, A., HESS, H.H., 1951. *Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas*. Journ.Geol., 59, p. 472.

RAMSAY, S. G., 1967. *Folding and fracturing of rocky.Mc. Graw-Hill*. New York. 568 pp.

RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C., BELL, P.M., 1969. *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point*. Amer. J. Sci., 267: 259-272.

ROBERT, J.F., 1980. *Etude géologique métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes*. Tesi Doctoral. Faculte des Sciences et des Techniques de l'Universite de Franche-Compte. 294 pp.

ROBERT, J.F., THIEBAUT, J., 1976. *Découverte d'un volcanisme acide dans la Caradoc de la région de Ribes de Freser (Prov. de Gerone)*. C. R. Acad. Sci. Paris. 282, 2094-2050.

SANTANACH, P., 1972. *Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos Orientales*. Act. Geol. Hisp., VII (5), 129-132.

SANTANACH, P., 1974. *Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter*. Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona 133 pp.

SEBASTIAN, A., 1981. *Petrología y geoquímica de los gneises de Queralbs*. Tesis de Licenciatura. Univ. Auton. de Barcelona, 89 pp.

SEBASTIAN, A., 1987. *Diversas aplicaciones del estudio de equilibrios minerales en Petrología endógena*. Tesis Doctoral. Univ. Autón. Barcelona. No publicat.

SKIPPEN, G.B., 1972. *Experimental data for reactions in siliceous marbles*. J. Geol., 79, 457-481.

SOULA, J.C., 1982. *Caracteristiques and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in Central Eastern Pyrenees*. J. Struc. Geol. 4, 3, 313-342.

SOULA, J.C., DEBAT, P., DERAMOND, J., POUGET, P., 1986. Tectonophysics. En premsa.

SOULA, J.C., LAMOUREUX, C., VIALARD, P., BESSIERE, G., DEBAT, P., FERRET, B., 1986 a. *The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution*. Tectonophysics, 129.

SOULA, J.C., DEBAT, D., DERAMOND, J., GUCHEREAU, J.Y., LAMOUREUX, C., POUGET, P., ROUX, L., 1986. *Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoides dans les Pyrénées Centrales*. Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 8, 2, 79-93.

SPRY, A. 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon press, Oxford.

STANTON, R.L., 1964. *Mineral interfaces in stratiform ores*. Proc. Inst. Mining. Metall., 74, 45-79.

THIEBAUT, J., 1988. *Observations récentes sur la génèse du talc dans les gisements Pyrénées*. Abstract Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Barcelona. April 1988.

THOMPSON, J.B. 1957. *The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists*. Amer. Min., 42, 842-858.

THOMPSON, J.B. 1959. *Local equilibrium in metasomatic processes*. Res. on Geoch. 427-457.

THOMPSON, J.B. 1961. *Mineral facies in pelitic schists*. En: G. A. SOKOLOV, ed., *Physicochemical problems in the formation of rocks and mineral deposits*. Akad. Nauk SSSR, Moscow, en rus amb resum en anglès. 313-325.

THOMPSON, J.B. 1974. *Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations*. Contrib. Mineral. Petrol., 44, 173-194.

THOMPSON, J.B. 1976. *Mineral reactions in the pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe, Mg) phase relations*. Am. J. Sc., 276, 401-424.

TRACY, R.J., 1982. *Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals*. Rev. Mineral, 10, 355-397.

VAN DEN EECKOUT, B., 1986. *A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France)*. Geol. Ultraiee. 45, 193 pp.

VERNON, R.H. 1968. *Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia*. J. Petrol., 9, 1-22.

VERNON, R.H. 1975. *Microstructural interpretation of some fibrolitic sillimanite aggregates*. Mineral., Mag., 40, 303-306.

VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic processes. Reactions and microstructure developement*. G. Allen & Unwin, 247 pp.

VERNON, R.H. 1977. *Relationships between microstructures and metamorphic assemblages*. Tectonoph., 39, 439-452.

VERNON, R.H. 1978. *Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks*. Geol. Rund., 67, 288-305.

VOLL, G. 1960. *New work on petrofabrics*. Liverpool and Manchester Geol. J., 2, 503-567.

VOLL, G., 1961. *Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine: Geologische Rundschau*, 51, 395-405.

WICKHAM, S.M., 1985. *High ternal gradient metamorphism, large scale water infiltration and crustal anatexy in the Hercynian basement of the Pyrenees*. Terra Cognita, 229.

WICKHAM, S.M., OXBURGH, E.R., 1987. *Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the ternal evolution of rifted continental crust*. Phil. Trans. R. Soc. Lond.A 321, 219-242.

WINKLER, M.G.F., 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. New York. 2<sup>a</sup> ed., 348 pp.

WINKLER, H.G.I., 1970. *Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograde in common rocks*. N. Jahrbuch für Min., 189-248.

WINKLER, H.G.I., 1974. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. H. Blume Ediciones. 346 pp.

ZEN, E-AN., 1963. *Components, phases and criteria of chemical equilibrium in rocks*. Amer. J. Sci., 261, 929-942.



ZWART, H.J., 1953. *La géologie du massif du Saint-Barthélémy*. Leidse Geol. Med. , 18, 1-228.

ZWART, H.J., 1959. *Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrénées*. Sheet 3, Ariège. Leidse Geol. Med. , 22, 351-418.

ZWART, H.J., 1960. *Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées, and their chronological succession*. Geol. en Mijnbouw, 39, 163-180.

ZWART, H.J., 1962. *On the determination of polymorphic mineral associations, and its application to the Bossost area (Central Pyrénées)*. Geol. Rundschau, 52, 38-65.

ZWART, H.J., 1963. *Metamorphism of the Central Pyrénées, II*. Leidse. Geol. Med., 28, 321-376.

ZWART, H.J., 1979. *The geology of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Med., 50: 1-74.

ZWART, H.J., 1986. *The Variscan geology of the Pyrenees*. Tectonophysics, 129, 9-27.