

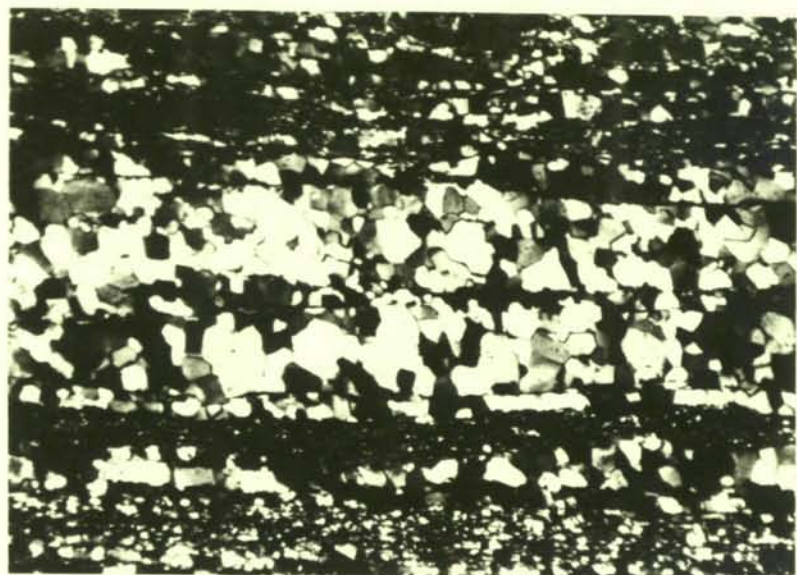


DEPARTAMENT DE GEOMORFOLOGIA I TECTÒNICA
FACULTAT DE GEOLOGIA
UNIVERSITAT DE BARCELONA

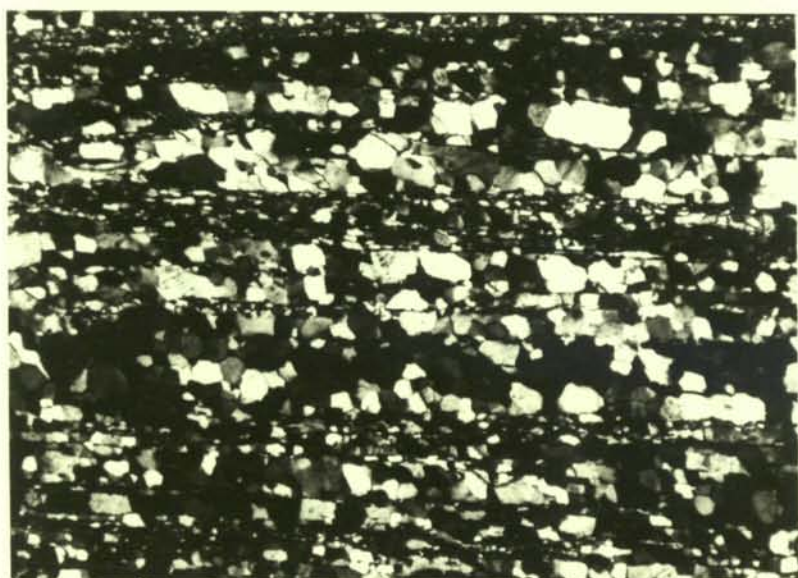
ESTUDI DE LA DEFORMACIÓ EN ELS
GNEISS DEL MASSÍS DEL CANIGÓ.

MARÇ 1.984

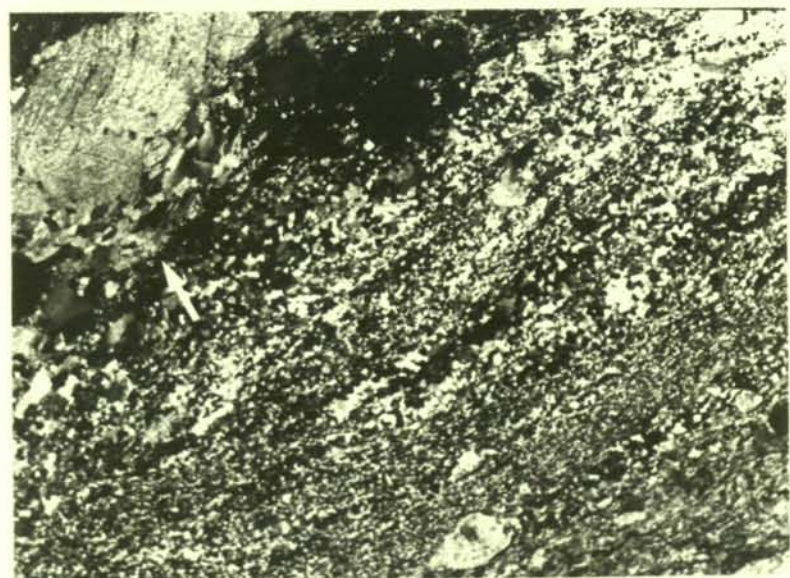
JOSEP MARIA CASAS



A



B



C

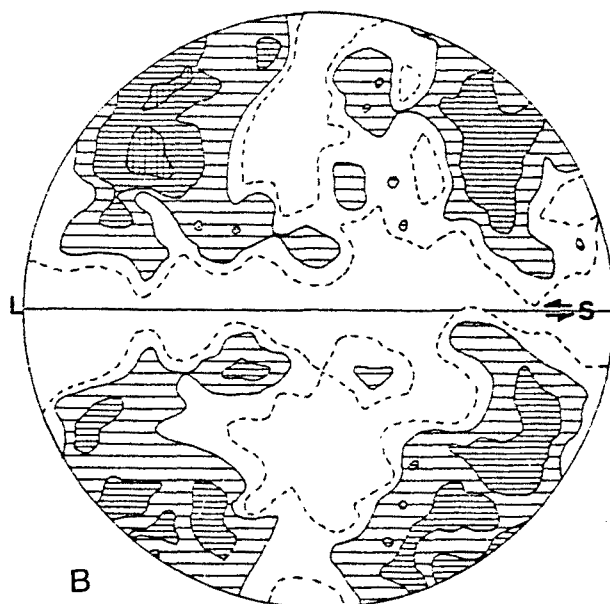
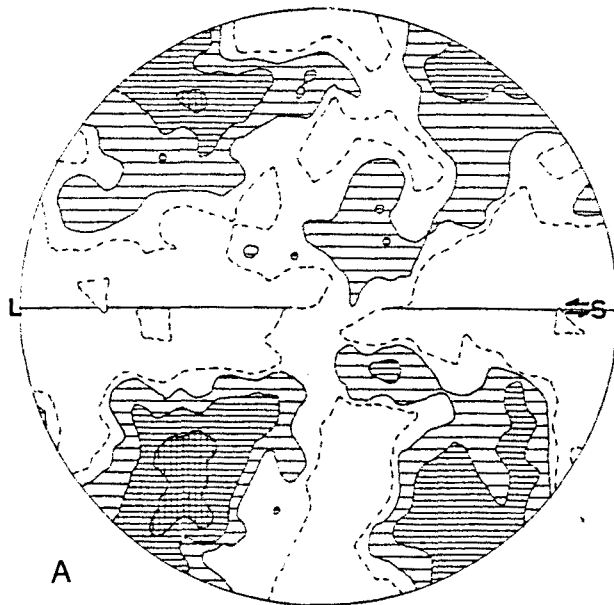


Fig. 78. O.c.p. del quars en gneiss milonititzats per zones de cisalla normals.
 A) Gorges de Toès. 200 mesures 0,5 -disc.- 1, 2 i 4%, B) Coll Mitjà,
 200 mesures, 0,5 - disc. - 1, 2 i 4%.

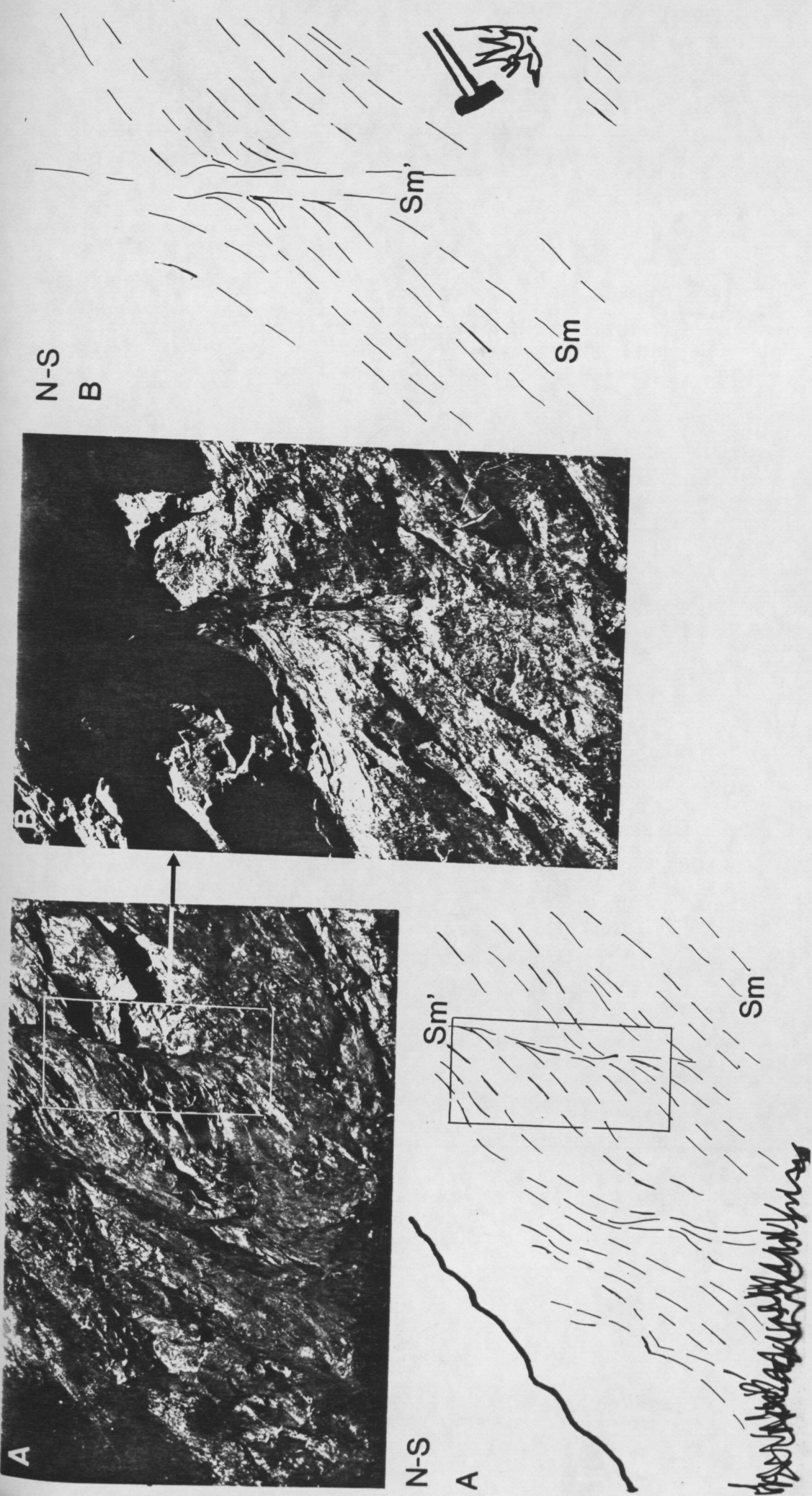


Fig. 79. Petites zones de cisalla normals (Sm') que afecten l'esquistositat milonítica (Sm) a les gorges de Nyer.

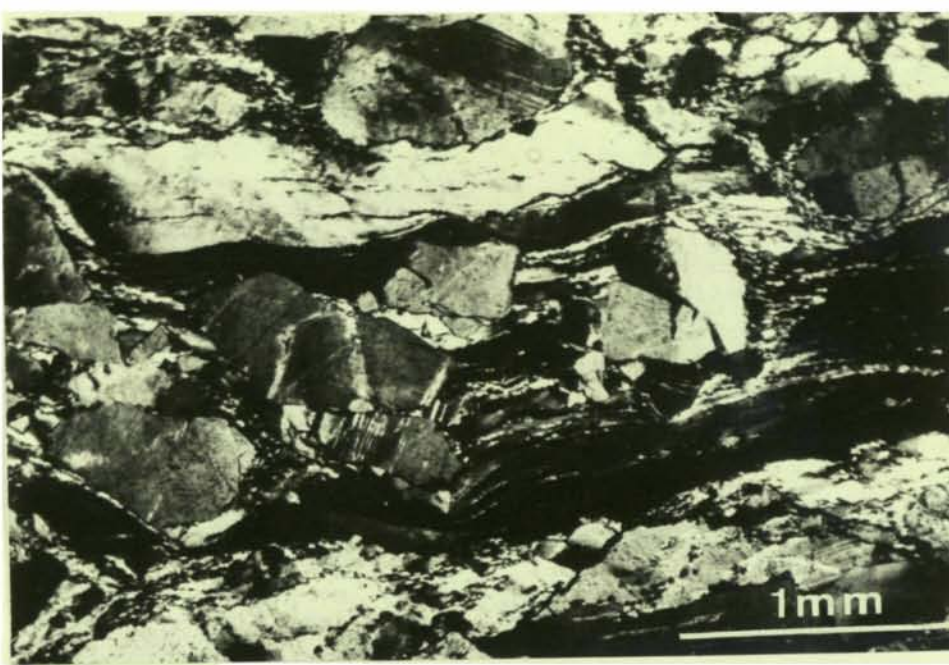
de que aquestes fàbriques simètriques estiguessin lligades també a la presència de plans de shear-bands (veure 5.2.2.3.); cal remarcar però que aquest tipus de distribució ha estat observat en totes les milonites provinents de zones de cisalla normals estudiades.

5.2.2.3. Les zones de cisalla inverses

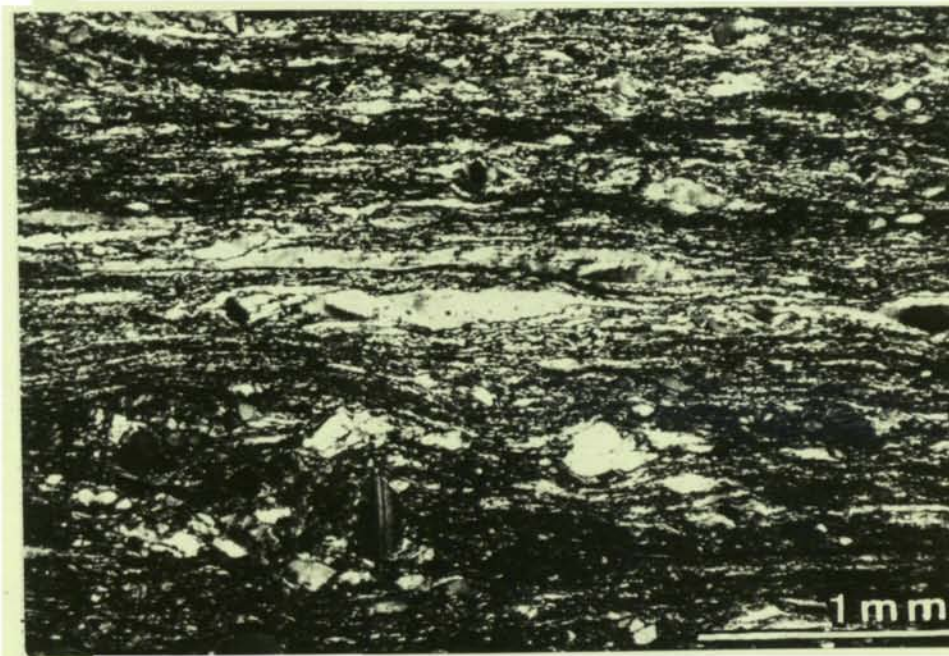
Són estructures aïllades i que tenen unes dimensions comparables a les de les zones de cisalla normals. A diferència d'aquestes tenen un moviment aparent de falla inversa amb aixecament relatiu del bloc nord. L'esquistositat formada a l'interior d'aquestes zones té un cabussament variable cap al nord entre 40 i 80°, i una direcció aproximada E-W. La lineació milonítica associada cabussa entre 40 i 60° cap al N-NE (Fig. 75D). Aquestes zones afecten també els cossos de granitoids intrusius, a part dels gneiss.

En l'estudi d'aquestes estructures he dedicat un especial interès a una zona milonítica d'aquestes característiques que afecta al granit del Costabona i alguns dels filons de quars que el travessen (voltants de la Cabra Morta, al sud de la Portella de Roques Blanques). Es tracta d'una zona amb una amplada entre 3 i 4 metres i en la qual es poden observar totes les situacions progressives entre un granit poc o no deformat i els seus equivalents milonítics. L'interès d'aquestes milonites rau en que ofereixn unes bones condicions per a l'estudi d'algun dels factors que controlen l'o.c.p. del quars. D'una banda aquestes roques mostren una fàbrica del quars en dos "pseudo-two-girdles" molt ben marcada, i per l'altra es tracta de milonites formades a partir de roques prèviament isòtropes; per la qual cosa probablement no hi havia cap tipus d'orientació preferent prèvia que emmascarés la distribució que adopten els

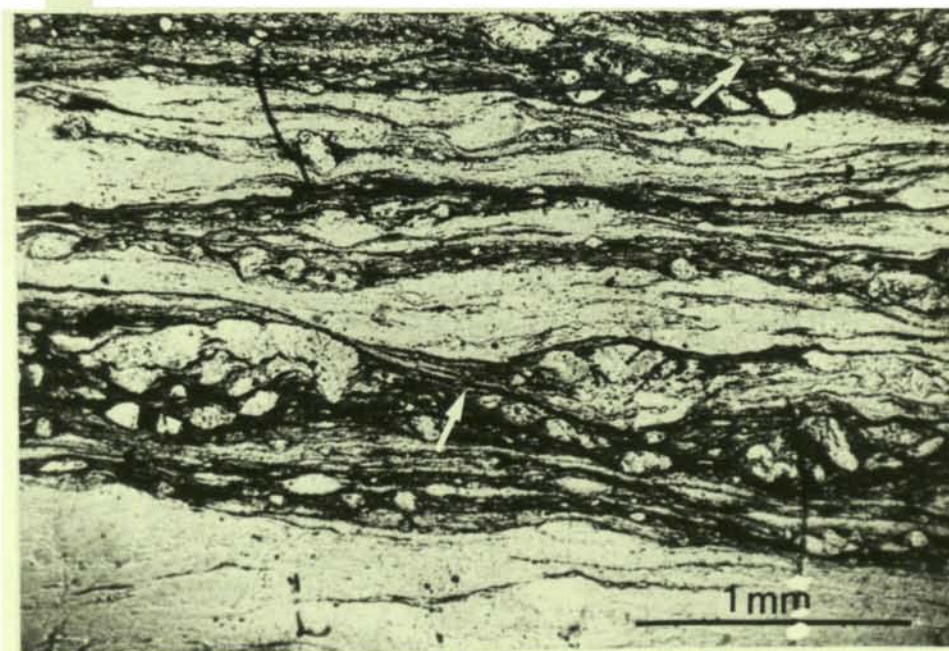
Fig. 80. Microestructura de les milonites del Costabona. A) Protomilonita. L'esquistositat està definida per bandes de porfiroclastos fracturats envoltats per grans de quars molt estirats i amb extinció ondulant. Nícols encreuats, B) Ultramilonita. Destaquen els cristalls de quars molt estirats i amb formes sigmoidals envoltats per ribbons formats per petits grans. La matriu de gra molt fi conté algun porfiroclast aïllat de mida molt petita. Nícols encreuats, C) Shear-bands (fletxes) que originen que l'esquistositat adopti formes sigmoidals en una ultramilonita. Nícols paral·lels.



A



B



C

cristalls de quars en deformar-se.

Microestructura de les milonites del Costabona

En aquestes roques l'adquisició de l'esquistositat milonítica està acompanyada d'una reducció molt notable en la seva mida de gra. L'esquistositat està definida per bandes allargades formades per porfiroclastos feldspàtics angulosos, i/o per cristalls de quars molt allargats. Aquest cristalls tenen fortes extincions ondulants i mostren una recristal·lització molt restringida (Fig. 80B). En alguns casos alternen amb nivells més rics en filosilicats. La formació d'aquesta esquistositat està associada a una sèrie de transformacions mineralògiques en condicions de baix grau metamòrfic (neoformació de clorita i moscovita a partir de biotita i feldspat, neoformació d'epidota-clinozoisita, augment de la proporció de filosilicats, etc).

En aquestes milonites es reconeixen dos sistemes aparentment conjugats de shear-bands disposats simètricament respecte l'esquistositat. Aquests sistemes de "crenulació extensiva", juntament amb la presència de petits cossos més resistents (porfiroclastos feldspàtics) fan que l'esquistositat observada microscòpicament tingui formes sigmoidals. Aquests plans de shear bands formen un angle de 30-45° amb l'esquistositat (Fig. 81) i han estat reconeguts en mostres amb diferent microestructura.

Microestructura i o. c. p. del quars (Casas, 1982)

Durant la milonitització el quars sofreix una reducció dràstica de la seva mida de gra. Els grans vells estan fortament allargats paral·lelament a l'esquistositat, tenen vores serrades i s'adapten als cossos més

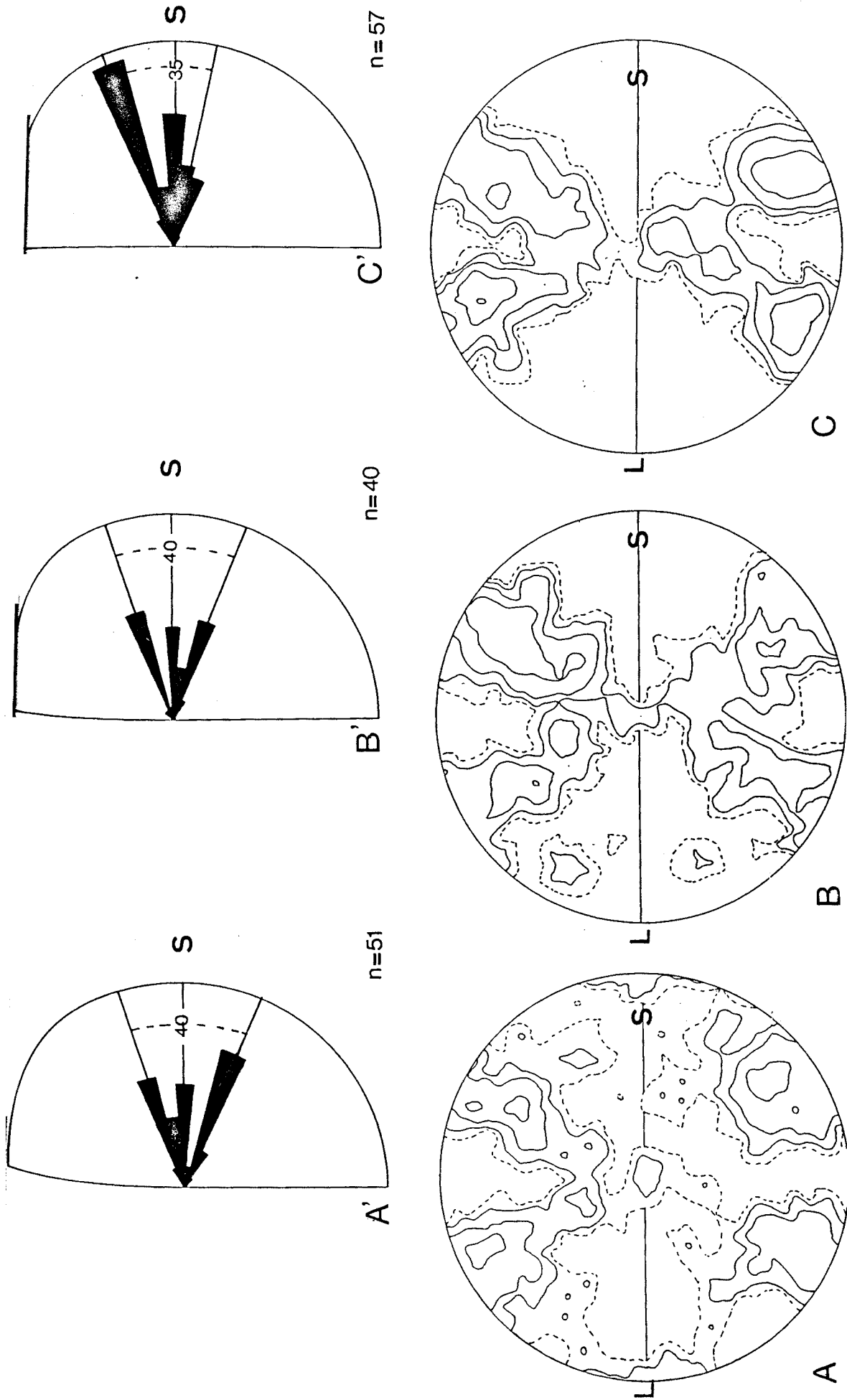


Fig. 81. Diagrames de fàbrics de quars (A, B i C, 200 mes.) i de la disposició de les shear-bands (A', B' i C') en les milonites i ultramilonites quarfeldspàtiques del Costabona. A) milonita (0,5, 1, 2 i 4%), B) Milonita/ultramilonita (0,5 1, 2 i 4%), C) Ultramilonita (0,5, 1, 2, 4 i 8%). S.b. = shear bands, S = pla mig de l'esquistositat milonítica, L = lineació milonítica. n: indica el nombre de mesures.

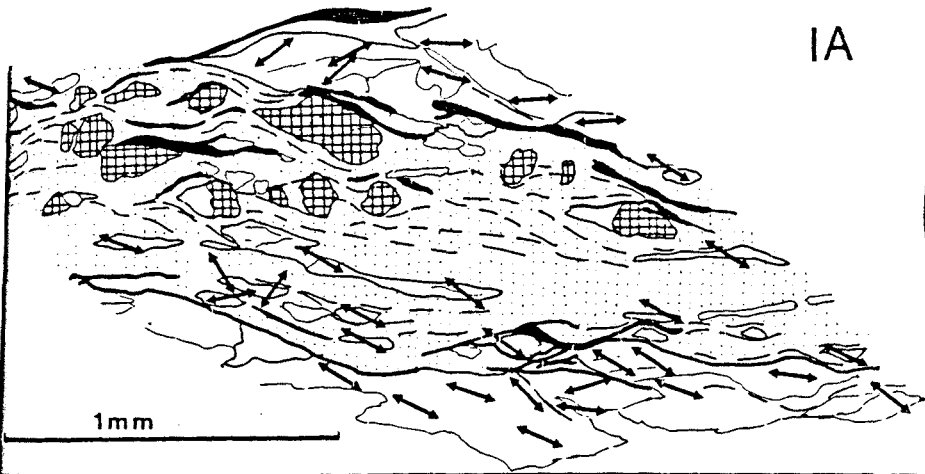
resistents (Fig. 80A). En mostres poc deformades estan afectats per diversos sistemes de fractures i d'esquerdes de tensió, aquestes estructures coexisteixen amb senyals de deformació intracristal·lina (extincions ondulants). Els processos de recristal·lització estan restringits al creixement de nous grans de mida molt petita, porques micres, aquests nous grans formen petits ribbons paral·lels als grans vells allargats, o bé es localitzen a les vores dels grans vells o al seu interior en plans de discontinuïtat. La poligonització també està molt localitzada.

Els grans vells de quars mostren una marcada o.c.p. La figura mostra tres diagrames de fàbrica de tres milonites de l'interior de la zona milonítica. En aquests diagrames els eixos c dibuixen dues garlandes disposades simètricament respecte l'esquistositat, i igualment poblades ("pseudo-two-girdles"). L'angle entre les dues varia entre 45 i 60°, i l'angle entre aquestes i el pla normal a la S milonítica és aproximadament la meitat d'aquest valor (entre 22 i 30°). Aquestes garlandes estan més ben definides en les roques més deformades (ultramilonites): els màxims tenen una distribució més simètrica i el feble màxim (Fig. 81) paral·lel a la lineació desapareix. En les tres mostres s'ha reconegut els sistemes de plans de crenulació extensiva descrits més amunt. Si comparem els diagrames de la figura 81 (A amb A'; B amb B'; C amb C') s'observa que les garlandes es diposen perpendiculars aproximadament a la traça mitjana de cadascun d'aquest dos sistemes de plans en les tres mostres estudiades. Per comprovar aquesta relació he procedit a la realització d'un anàlisi de distribució dels eixos (A.V.A., AchsenVerteilungAnalyse) d'un sector reduït de la ultramilonita representada a les figures 80B i 82. La figura mostra l'aspecte microscòpic del sector estudiat, en el qual és possible observar l'aspecte sigmoidal de l'esquistositat en aquesta escala d'obser

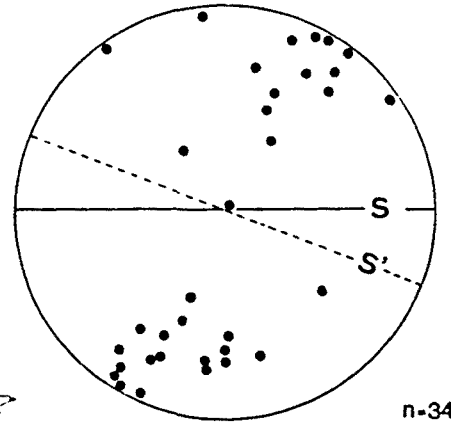
Fig. 82. A.V.A. d'un sector de la ultramilonita representada a la fig. 80B.

1) Aspecte microscòpic del sector estudiat, l'esquistositat i les shear bands són penetratives a aquesta escala d'observació. Creus : feldspats, blanc: quars, puntejat: matriu, negre: filosilicats. 2) Orientació dels eixos \underline{c} d'aquest sector (300 mesures, 0,5 - disc., 1, 2 i 4%).

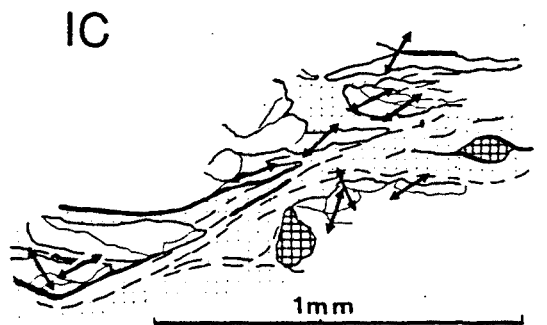
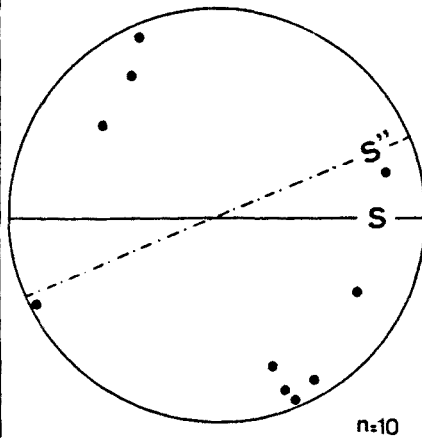
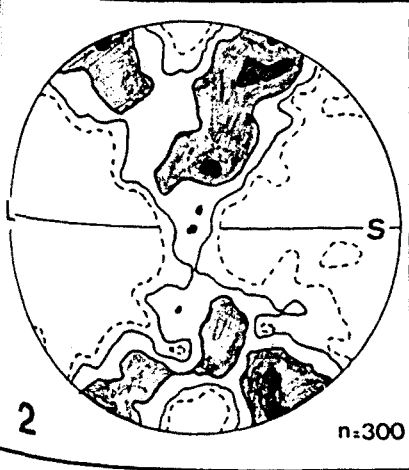
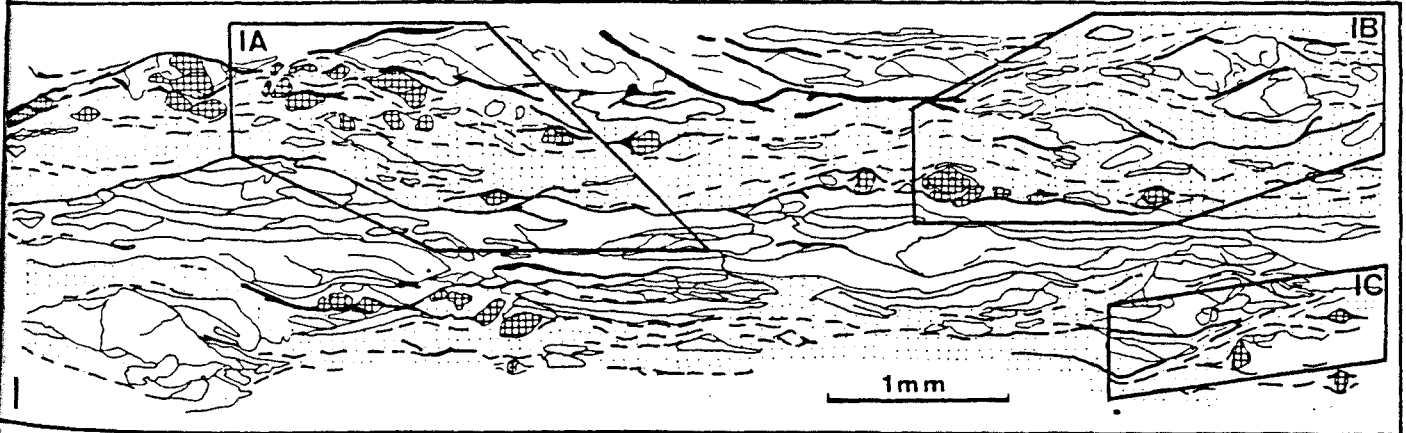
1A, 1B i 1C) Disposició de la traça del pla basal (fletxes) i orientació dels eixos \underline{c} (diagrames) en tres sectors en els quals l'esquistositat (S) i les shear-bands (S' i S'') no són penetratives i presenten diferents orientacions. n: nombre de mesures.



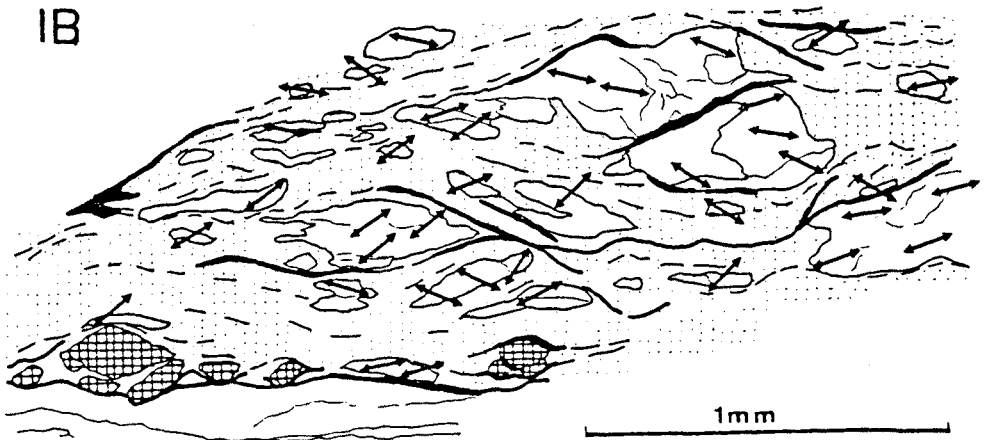
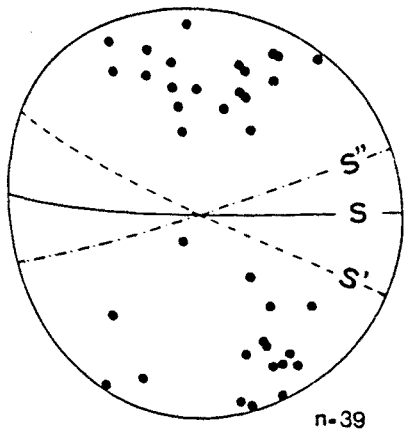
IA



n-34



IC



IB

vació. En la figura 82.2 he representat l'orientació de 300 eixos mesurats en aquest sector durant la realització de l'A.V.A. Cal notar que dibueixen dues garlandes molt similars a les que s'obtenen de realitzar les mesures en el conjunt de la làmina prima (compareu les figures 81 i 82.2). Per establir si aquesta disposició es manté en escales més reduïdes, he considerat tres sectors en els quals l'esquistositat milonítica té una orientació lleugerament diferent, com a resultat de la presència d'un o bé dels dos sistemes de crenulació extensiva descrits (S' i S''). En aquests subsectors he dibuixat a més a més la traça de la intersecció entre el pla basal del quars i la superfície d'observació (fletxes). L'orientació dels eixos c representada en els diagrames que acompanyen a les figures 82.1A, 82.1B i 82.1C, és clarament diferent. En els sectors 1A i 1C els eixos tenen tendència a dibuixar tan sols una garlanda simètrica i inclinada en els dos casos en sentits diferents. D'altra banda els eixos del sector 1B reproduïxen la disposició obtinguda del conjunt de l'A.V.A. i de tota la làmina prima (compareu les figures 80, 82.2 i 82.1B). Aquesta diferència en la disposició dels eixos c és interpretada com el resultat de l'existència d'un sol sistema de shear bands en el primer cas (1A i 1C) i de dos en el segon (1B).

Discussió

a) En aquestes milonites s'observa que el tipus de distribució obtinguda depèn fonamentalment de l'escala d'observació escollida. En aquells dominis d'anàlisi en els quals l'esquistositat milonítica i els plans de shear bands són penetrants, els eixos c dibuixen dues garlandes creuades, igualment poblades i disposades simètricament respecte l'esquistositat (a nivell de làmina prima o d'un sector d'aquesta). En aquelles escales d'anàlisi en les que aquestes estructures no són penetratives, s'obtenen

garlandes simples obliques a l'esquistositat si tan sols hi ha un sistema de shear bands present, i distribucions simètriques si hi ha dos sistemes de plans de crenulació. En ambdós casos les garlandes són aproximadament perpendiculars a l'orientació mitjana del pla o plans de shear bands presents. El tipus de figura depèn doncs de l'escala d'observació, que és la que controla en definitiva el grau de penetrativitat de les estructures deformatives observades.

b) Aquestes observacions proporcionen noves dades per a la interpretació de les distribucions simètriques ("pseudo-two-girdles"), fenomen àmpliament descrit a la literatura i molt comú en moltes de les milonites del massís.

c) D'altra banda donarien suport a les interpretacions de les fàbriques de quars que estableixen una estreta relació entre la disposició de l'esquistositat i el tipus de fàbrica obtinguda, més que no pas a aquells autors que consideren que els elements cinemàtics de les zones de cisalla són els que controlen la disposició dels eixos.

d) La inclinació dels màxims respecte el pla d'esquistositat ($55-80^\circ$) suggereix que en aquestes roques l'o.c.p. es forma fonamentalment per un mecanisme de lliscament segons el pla basal (0001) del quars. Les transformacions mineralògiques observades i la microestructura del quars indicarien unes condicions de baix grau metamòrfic (part baixa de la fàcies esquistos verds ?) durant la deformació, en les quals aquest mecanisme de lliscament intracristal·lí sembla ser el més efectiu (WILSON, 1975).

5.2.3. MACROSTRUCTURA DEL MASSÍS

Els massissos del Canigó i de Carançà dibuixen en conjunt dues megaestructures braquiantiformals orienta-

des sensiblement E-W. De fet es tracta de dos fragments d'una mateixa estructura i que són separats per la falla de Mentet-Rillols. A ambdós massissos l'esquistositat regional és subhoritzontal en els sectors centrals (Pla Guillem, Ras de Carançà), cabussa cap al nord en aquest vessant, i cap al sud en el vessant sud. (Figs.35i36). Anàlitzada globalment l'esquistositat defineix un plec cònic al voltant d'un eix E-W i que cabussa cap a l'est. En les figures 83 s'ha representat la disposició global d'aquesta esquistositat en els dos massissos així com les traces d'aquests plecs.

Si és analitzada en sectors més reduïts, la S regional presenta distribucions aproximadament cilíndriques al voltant d'eixos amb una orientació variable, però aproximadament E-W.

Aquesta distribució cònica ha estat interpretada en el mateix sector (GUITARD, 1970), i en altres massissos i regions veïnes (CARRERAS, 1973, al Cap de Creus; SANTANACH, 1972, al dom de Núria) com a resultat de la interferència de dos sistemes de plecs postesquistosos. De fet l'existència de més d'un sistema de plecs "tardans" que afecten la S regional fan possible aquesta explicació.

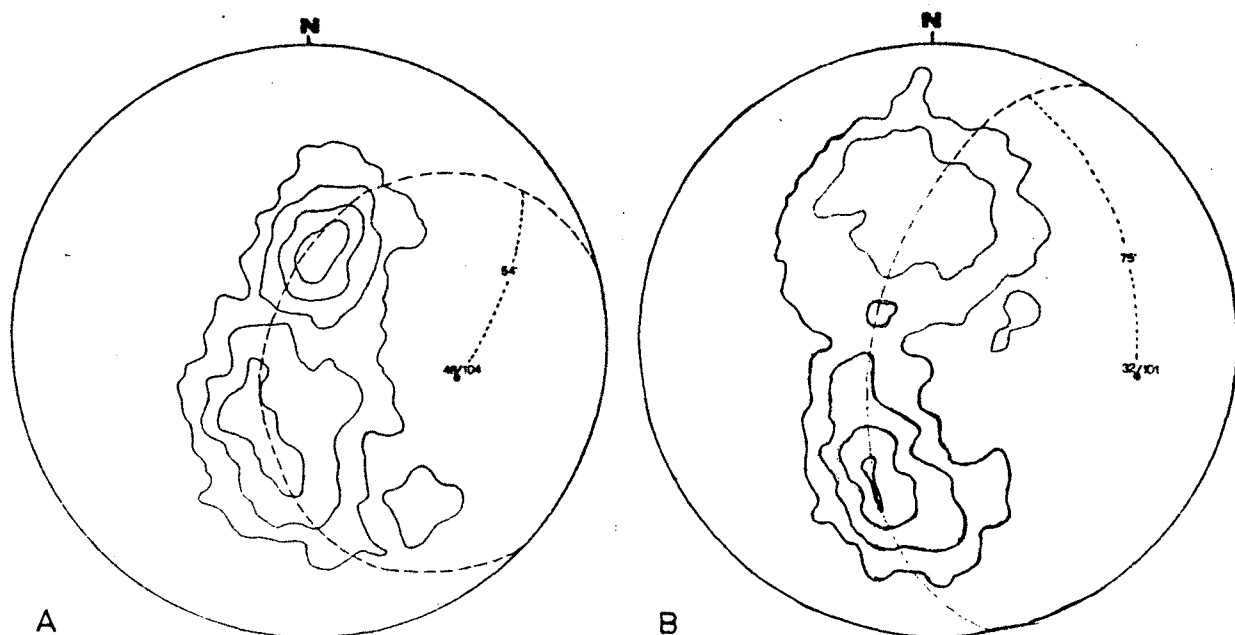


Fig. 83. Disposició global de la Sg en el massís de Carançà (A) i del Canigó (B). A) 232 mesures, 1, 3, 6 i 9%, B) 356 mesures, 1, 3, 6 i 9% .

5.2.4. CONCLUSIONS

Fora de les grans zones milonítiques (5.1.) cal remarcar que en els gneiss són realment poc freqüents els plecs de petita escala que afecten la S regional. Les úniques deformacions tardanes que, d'una manera general, afecten aquesta esquistositat són una sèrie de plecs de gran escala que provoquen una distribució cilíndrica i una variació progressiva en el cabussament de la S regional.

Aquests plecs són difícils de caracteritzar geomètricament, però tenen una orientació mitjana E-W. La disposició cònica de l'esquistositat a nivell del massís pot ser interpretada com a resultat de la presència de més d'un sistema d'aquests plecs tardans. Durant la seva formació els gneiss s'han plegat concèntricament ja que no presenten estructures menors penetrants associades.

D'una manera molt més irregular els gneiss estan afectats per unes zones de transposició localitzades. Aquestes zones en alguns casos (transposicions de flancs de plecs, zones de cisalla normals) són posteriors probablement a aquests sistemes de plecs. La microestructura de les milonites produïdes a l'interior d'aquestes zones és totalment comparable a la de les milonites septentrionals.

La formació de les zones de cisalla inverses, també molt localitzades, és difícil de situar respecte aquest conjunt d'aconteixements deformatius. Les milonites formades en aquestes zones tenen una microestructura i una orientació de les estructures menors força particular. La microestructura del quars mostra que aquestes zones s'haurien format, a diferència de les milonites

normals o de les septentrionals, en unes condicions en les quals els processos de recristal·lització són poc eficaços. Això reflectiria probablement unes condicions de menor temperatura o bé una major velocitat de deformació (TULLIS et al., 1973) que les que es donarien durant la formació de la resta de zones milonítiques aïllades a l'interior del massís.

5.3. ELS GNEISS DE CANAVELLES-NYER

Amb aquesta denominació he agrupat els gneiss que afloren en una sèrie de sectors al nord de la falla de la Tet, als voltants d'En, Canavelles, Nyer, etc. Aquests gneiss ocupen una extensió reduïda i formen el substrat sobre el que descansen les formacions esquistoses del Conflent. Corresponen als gneiss de Fontpedrosa de GUITARD (1970). La seva posició és difícil de situar, ja que afloren en una extensió reduïda i a què el contacte amb el massís és sempre per falla, però sembla que formen una unitat situada entre els materials de la cobertora i uns gneiss francament ocellars (Graus de Canavelles) assimilables als gneiss G-2 de l'interior del massís. Aquesta posició i les seves característiques mineralògiques, gneiss leucòcra^{tes} molt heteromètrics, fan que GUITARD (1970,1977) assimili aquesta formació als gneiss G-1 tipus Carançà, que en aquest sector tindrien un gruix molt reduït i molt menor del que té aquesta unitat al vessant sud del massís. Segons aquest autor aquest gneiss tindrien un origen complex, es tractaria de materials para i ortoderivats formats a partir de metavulcanites àcides i de productes d'alteració del sòcol granític. En conjunt formarien segons GUITARD una unitat de transició per damunt del sòcol sensu stricto. Una descripció detallada d'aquesta formació la trobareu a GUITARD (1977, p 170-173).

5.3.1. DESCRIPCIÓ

Sobre el terreny aquests gneiss tenen un color blau-gris característic degut al poc contingut en biotita i a la presència en alguns nivells de grans cristalls de quars blau. Presenten uns plans d'esquistositat molt penetrants, amb un aspecte brillant degut a la presència de petits cristalls de moscovita. Aquesta esquistositat es

disposa NW-SE (120, 45 NE) en els diversos sectors estudiats i conté una lineació orientada NW-SE, que forma un angle de pitch molt baix (Fig. 84). Aquesta lineació coexisteix a vegades amb la lineació regional dels gneiss NE-SW damunt dels mateixos plans d'esquistositat, en aquest cas ambdues formen un angle molt elevat.

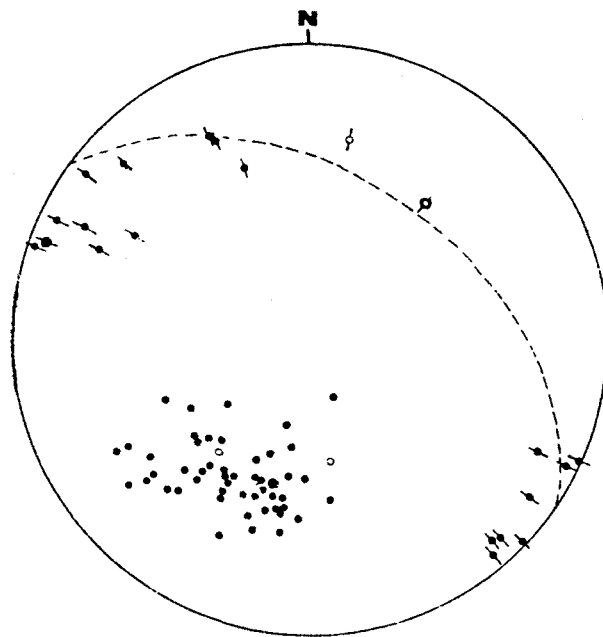


Fig. 84. Orientació de les estructures menors de deformació en els gneiss de Canavelles-Nyer. (• Sm, 40 mesures; ● Lm, 20 mesures; ○ Sg, 3 mesures; ⊖ Lg, 2 mesures).

Microestructura

Són molt poc biotítics i presenten una mida de gra molt variable. Els nivells més propers als esquistos són més fins i passen progressivament a nivells més ocellars, que alternen però amb altres amb una menor mida de gra, cap a la base. Tenen una textura protomilonítica-milonítica, i presenten sovint un aspecte "desorganitzat", resultat de la presència de dos plans d'esquistositat reconeixibles microscòpicament. (Si S').

Els plans S' estan definits per concentracions d'hematites, epidota i filosilicats de mida molt petita (miques blanques) que engloben fragments fracturats i plegats de moscovita i de clorita i de porfiroclastos feldspàtics. Aquests plans tenen sovint una geometria anastomòtica, un desenvolupament irregular i formen un angle entre 10 i 20° amb els plans S preexistents. Aquests plans tallen i/o envolten ribbons de quars anteriors disposats obliquament.

Els plans S estan formats per ribbons de quars, petits cristalls orientats dimensionalment de biotita bruna i per ombres de pressió allargades de feldspats. El quars és força equidimensional, té vores serrades i lleugera extinció ondulant. És lleugerament heteromètric i presenta unes característiques totalment comparables al quars II dels gneiss no milonititzats de l'interior del massís. Tan sols a les proximitats dels plans S'els cristalls adopten formes lleugerament allargades obliques a S' i paral·leles a S'. La clorita és molt abundant damunt dels plans S o bé a l'interior de les ombres de pressió.

Aquests plans S sovint estan plegats i en aquest cas els plans S' formen una esquistositat de crenulació espaiada subparal·lela als plans axials d'aquests plecs. Altres vegades els plans S són tallats pels S' i/o s'inflexionen fins paral·lelitzar-se amb l'orientació d'aquests. En aquest cas els plans S' actuarien com a petites zones de cisalla, "shear cleavage" de BOUCHEZ i PECHER (1981), plans c de BERTHÉ et al. (1979). A nivell de làmina prima aquests plans tenen sempre les mateixes relacions angulars amb els plans S (Fig.85) en seccions perpendiculars a l'esquistositat i paral·leles a la lineació NW-SE. La cristallització de biotita i la microestructura del quars indicarien que els plans S són restes de l'esquistositat regional

Fig. 85. Aspecte microscòpic dels gneiss de Canavelles-Nyer. A) Plans S plegats (vegeu text). Nícols paral·lels (escala 0,1 mm), B) Plans S tallats pels S' (horitzontals a la fotografia). Nícols paral·lels (escala 0,1 mm), C) Ribbon de quars plegat i tallat pels plans S'. Nícols paral·lels (escala 0,1 mm), D) Quars allargat (fletxes) i plans S' (horitzontals a la fotografia). Nícols encreuats (escala 0,1 mm).



B



D



A



C

dels gneiss, mentre que els S' s'han format posteriorment probablement en unes condicions de més baix grau metamòrfic.

5.3.2. DISCUSSIÓ

L'esquistositat visible mesoscòpicament que presenten els gneiss de Canavelles-Nyer és el resultat de la interferència entre l'esquistositat regional i una esquistositat milonítica subparalela. Aquesta esquistositat està associada a una lineació NW-SE, a una reducció de la mida de gra i a una deformació plàstica localitzada del quars. Aquestes estructures foren el resultat d'una deformació que afectaria tan sols una franja de gneiss situada per sota el contacte gneiss/esquistos. Aquest caràcter localitzat podria explicar que els esquistos suprajacents presentessin associacions minerals de grau metamòrfic mig amb andalusita i cordierita (GUITARD, 1970, 1977), i que els gneiss infrajacents estiguin afectats tan sols per l'esquistositat regional. Les característiques mineralògiques, la microestructura i les estructures deformatives dels gneiss de Canavelles-Nyer en part foren el resultat d'una deformació milonítica localitzada, que podria relacionar-se amb encavalcaments cap al SE subparalels a l'esquistositat regional i al contacte gneiss/esquistos en aquesta regió.

El caràcter localitzat de la deformació, l'orientació de la lineació milonítica i el tipus de microestructura resultant, suggereixen una estreta relació entre la formació d'aquests accidents i la formació de les grans zones milonítiques que voregen el vessant nord del massissos de Carançà i de Canigó. Malauradament la falla de la Tet impedeix establir les relacions entre aquests gneiss i la zona milonítica de Fontpedrosa-Nyer situada al sud. Al massís de Sant Berthèlemy PASSCHIER (1983 b) descriu també zones milonítiques subhoritzontals i relacionades amb encavalcaments cap al sud.

5.4. ELS FILONS DE QUARS DE LES ESQUERDES DE ROJA.

Al vessant sud del massís els gneiss i el granit del Costabona estan travessats per un conjunt de filons de quars de dimensions quilomètriques, que a grans trets s'orienten WNW-ESE. El més llarg d'aquests filons s'estén al llarg d'uns 15 km. aproximadament, des dels voltants de la Portel'a de Roques Blanques a l'est fins al pic de Tirapits a l'oest. Aquest filó a la seva part central forma una cadena rocosa que es coneix amb el nom de les "Esquerdes de Rojà". Els altres filons propers tenen unes dimensions més reduïdes, amb una longitud variable entre els dos i els cinc quilòmetres i estan disposats aproximadament paral·lels entre ells. La seva amplada varia entre els 10 i els 25 m. aprimant-se a les terminacions. Les seves dimensions verticals són difícils d'avaluar, però a partir de les dades cartogràfiques pot suposar-se de l'ordre d'1 km. pels filons de dimensions majors. Encara que no amb aquestes dimensions la presència de filons de quars de característiques semblants (orientació a grans trets E-W, cabussament general cap al nord, composició pràcticament monomineràlica, etc.) és freqüent a la resta del massís. En tots els casos observats, aquests filons tallen clarament les estructures regionals de deformació dels gneiss. El seu emplaçament és també posterior als diferents tipus de granitoids, que en aquesta zona intrueixen posteriorment al clímax del metamorfisme regional. (AUTRAN et al, 1970).

La presència d'aquests filons rectilinis de quars de grans dimensions es pot observar també en d'altres massissos hercinians de la zona axial. Aquests filons tallen indistintament tant els materials cambro-ordovicians i als gneiss com als cossos de granito-

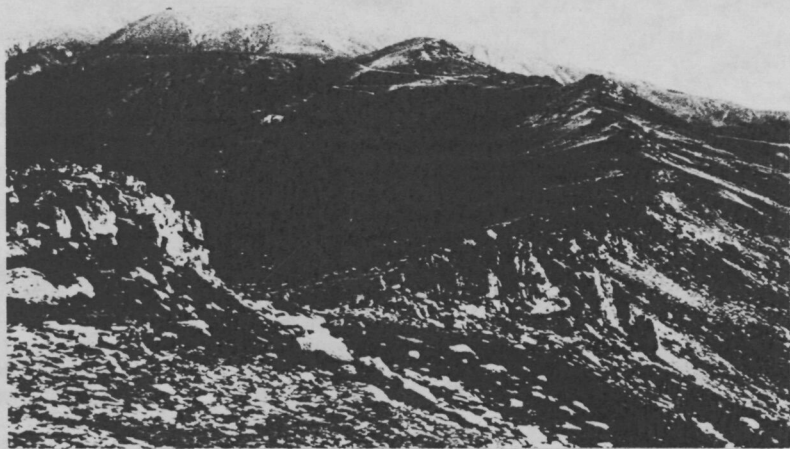


Fig. 86. Els filons de quars de les Esquerdes de Rojà. Al fons Pla Guillem i la Pica del Canigó.

ids intrusius (Querigut, RAGUIN, 1933; massís del Puigmal, LLAC, 1973; vessant Sud del Cap de Creus-l'Albera, CARRERAS, com. pers.; etc.). Els diversos autors que han descrit aquests filons coincideixen en considerar-los, des del punt de vista de la seva significació regional, com a fallles o bé en relacionar-los amb zones o sistemes de fractura que presenten una orientació semblant, l'edat de les quals sovint no queda ben establerta (RAGUIN, 1933; FONTBOTE I GUITARD, 1958; LLAC, 1973; AUTRAN et al. 1975).

Pel què fa als filons de quars del Canigó-Carança he procedit a l'estudi estructural i microtermomètric dels filons que formen les Esquerdes de Rojà, per tal de precisar les seves característiques i la seva evolució estructural. Ha triat aquest conjunt de filons ja que destaquen com a exemple per les seves característiques, i que les condicions d'aflorament permeten realitzar un mostreig

sistemàtic. L'estudi microtermomètric ha estat realitzat en col·laboració amb C. Ayora, del Departament de Cristal·lografia i Mineralogia d'aquesta facultat; els resultats que exposaré tot seguit són els que tenen més interès per precisar l'evolució estructural dels filons. Una discussió més detallada de les dades microtermomètriques així com de les referents a la química de les solucions mineralitzants (salinitat, composició, etc.) serà objecte d'un treball de propera aparició (AYORA i CASAS, en premsa).

5.4.1. DESCRIPCIÓ DELS FILONS

Els diversos filons estan formats en la seva major part per agregats de quars microcristal·lí blanc translúcid. El quars té una textura hipidiomòrfica lleugerament heterogranular amb una mida de gra que varia entre 1 i 6 mm. (Fig. 89A). Els cristalls presenten lleugeres extincions ondulants i algunes fractures plenes de cristalls de mida molt més petita. S'han reconegut també inclusions sincròniques de moscovita, que formen des d'agregats microscòpics fins a masses centimètriques gris-verdoses. A les terminacions dels filons són abundants els fragments de roca encaixant fortament alterats. Els filons tenen nombroses esquerdes, geodes i petites cavitats plenes, totalment o parcialment, per agregats drusiformes de monocristalls de quars transparent a blanc-translúcid i de mida variable fins a 5 cm.

Els filons no presenten una zonació mineralògica ni estructural transversal visible. Pel què fa a les estructures deformatives el conjunt de filons estudiat està afectat per dos sistemes de plans mesoscòpicament identificables, i que en alguns casos estan associats a importants transformacions texturals del quars. Aquests dos sistemes de plans tenen una distribució i grau de penetrativitat variable.

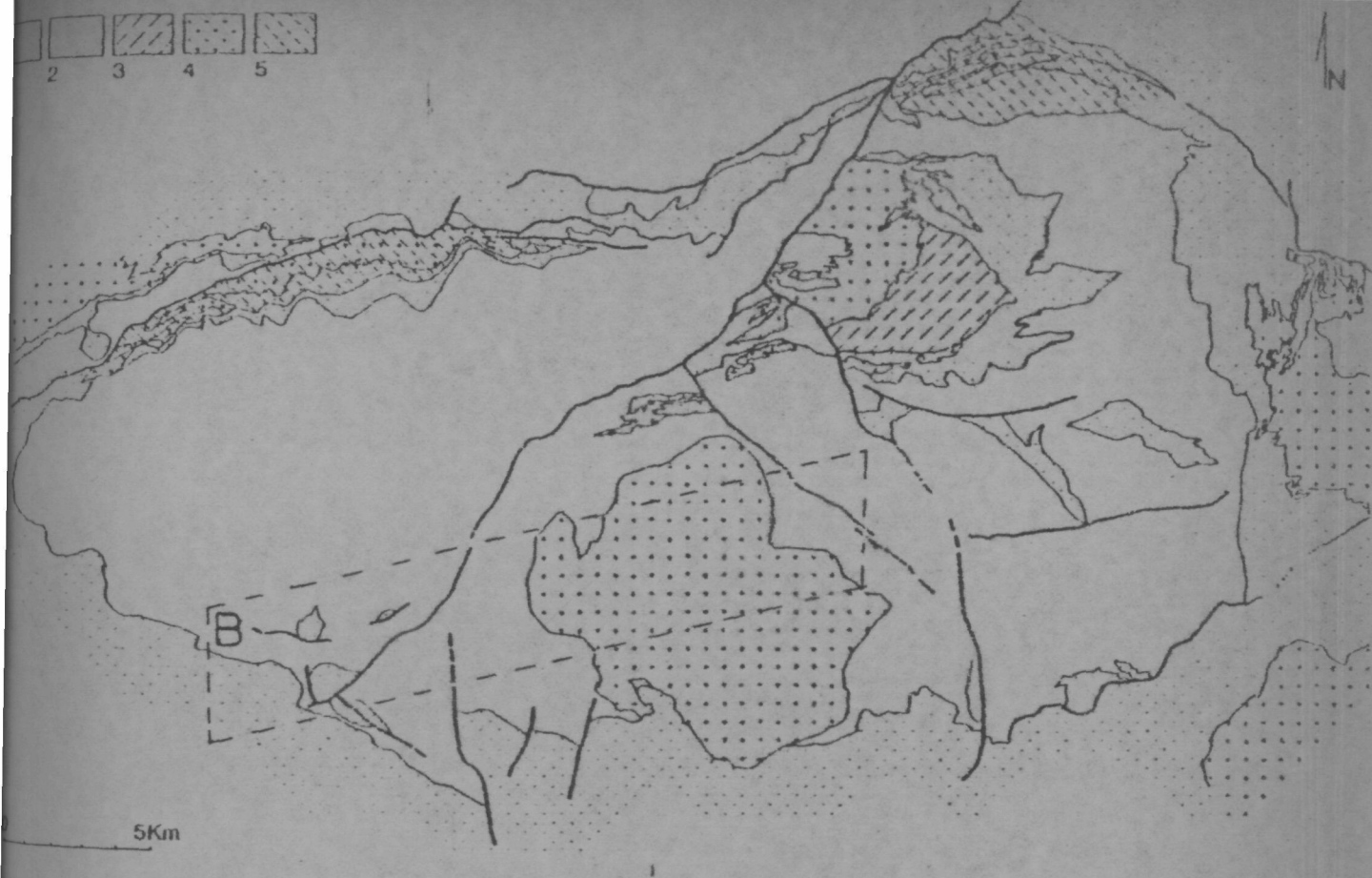
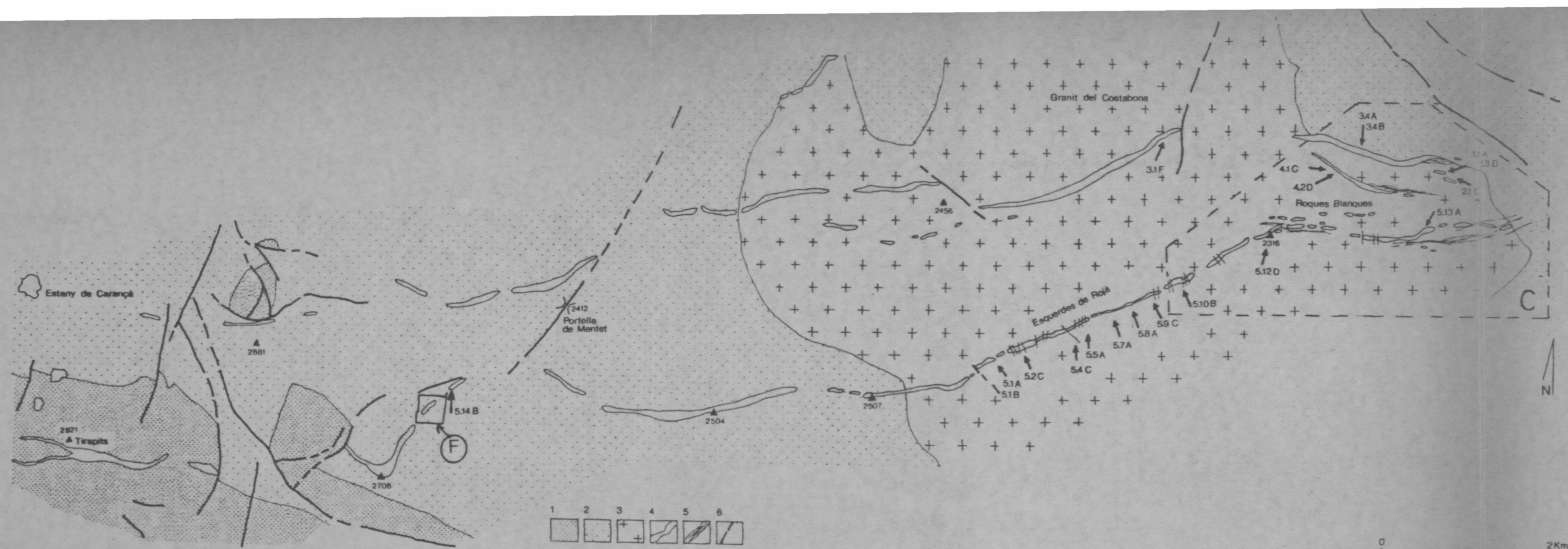


Fig. 87 A) Situació del sector estudiat (mateixa llegenda que la figura 97).

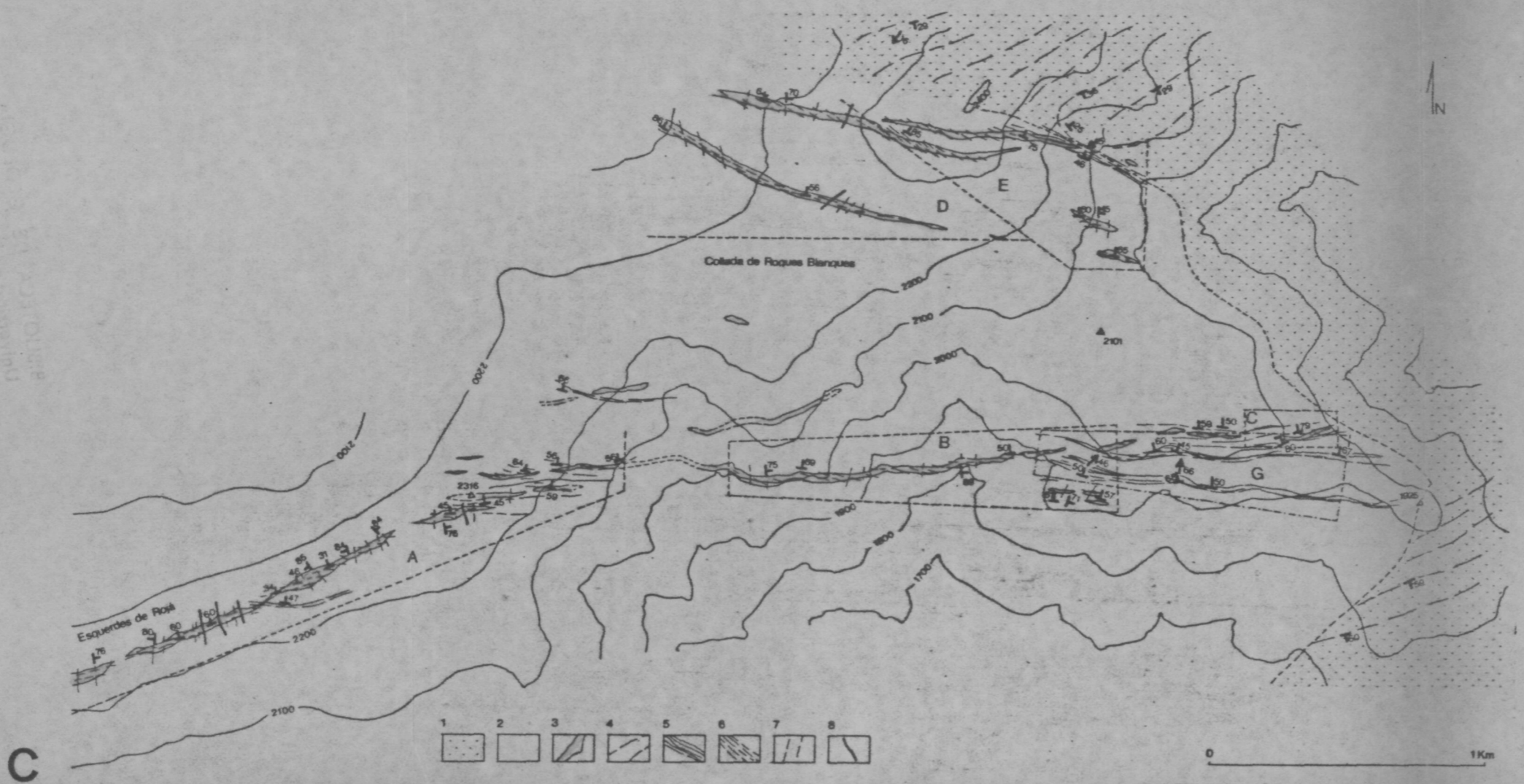
B) Els filons de quars de les Esquerdas de Rojà. Llegenda 1: materials de la cobertora, 2: gneiss, 3: granit del Costabona, 4: filons de quars, 5: bandes milonítiques 6: falles. Els números indiquen la situació i numeració de les mostres recollides per a l'estudi de les inclusions fluïdes (fig. 93).

C) Estructures deformatives an els filons de quars i els materials encaixants. Llegenda, 1: gneiss, 2: granit del Costabona, 3: filons de quars, 4: traça de l'esquistositat regional en els gneiss, 5: esquistositat milonítica fora dels filons, 6: disposició de l'esquistositat milonítica a l'interior dels filons, 7: plans N-S, 8: falles.

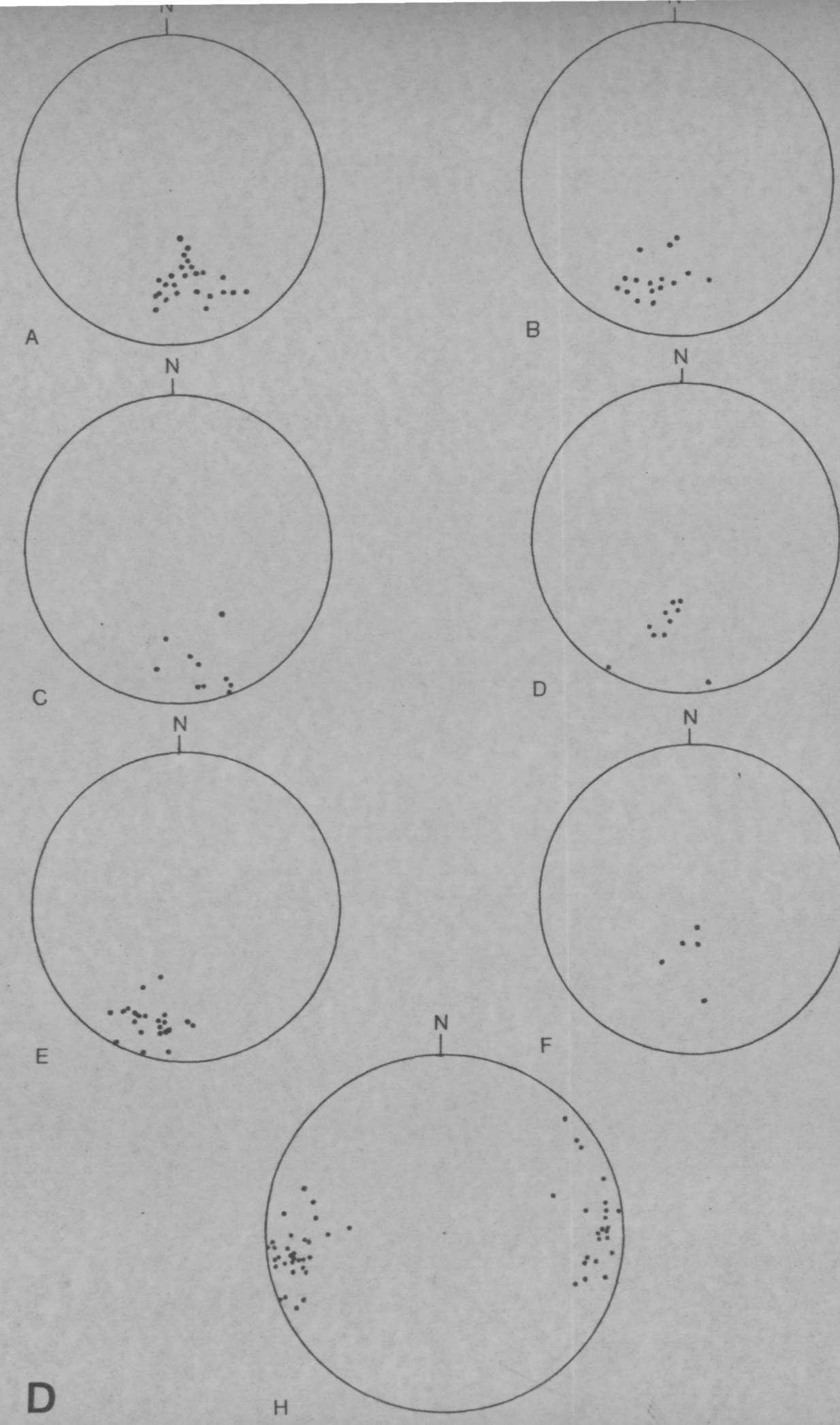
D) Orientació de les estructures deformatives en els filons de quars. A-F: orientació dels plans d'esquistositat milonítica E-W. H: orientació dels plans N-S. Els diagrames estan situats als figures C (A-E) i D (A-F). Les dades recollides en el sector G de la figura C son les que estan representades a la figura 75 D. El diagrama H hi ha les dades que corresponen al conjunt del sector estudiat.



B



C



D

5.4.1.1. El sistema de plans E-W.

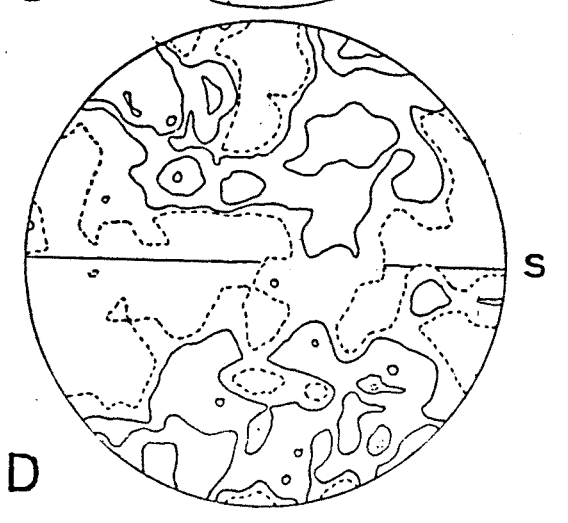
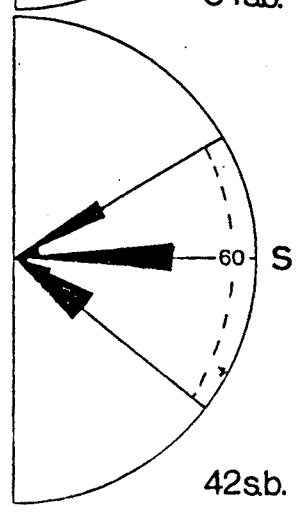
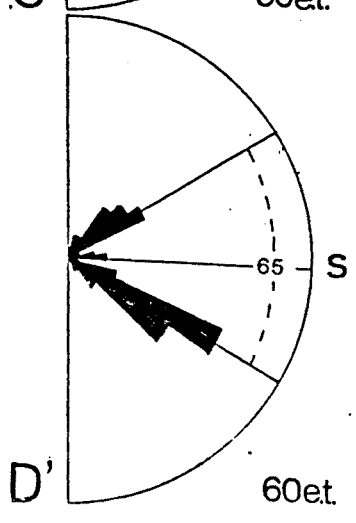
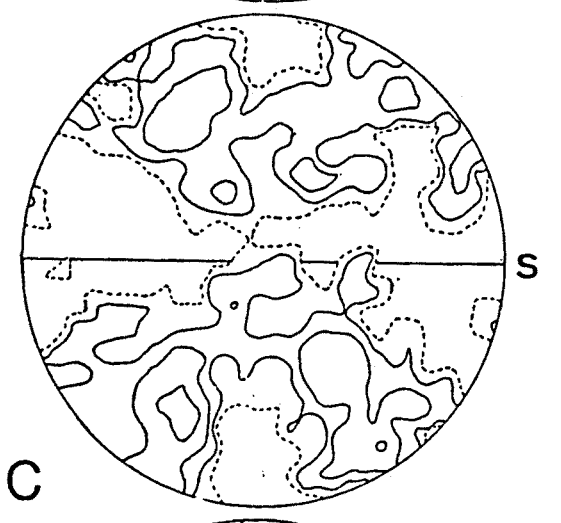
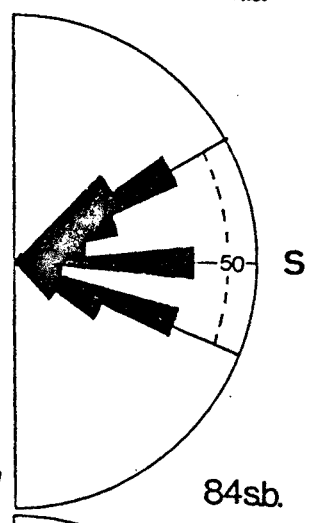
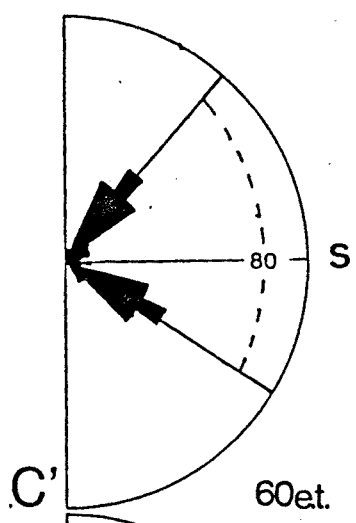
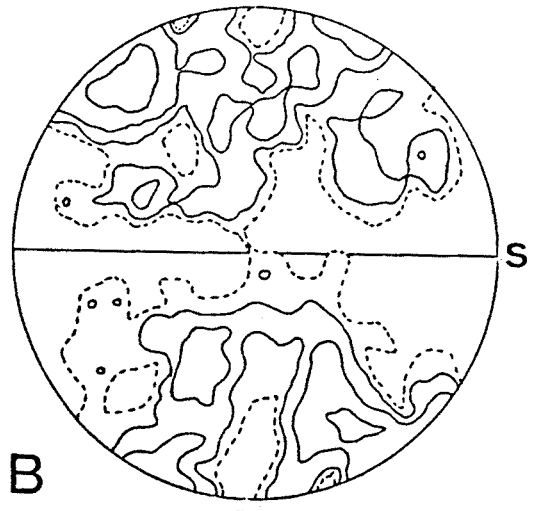
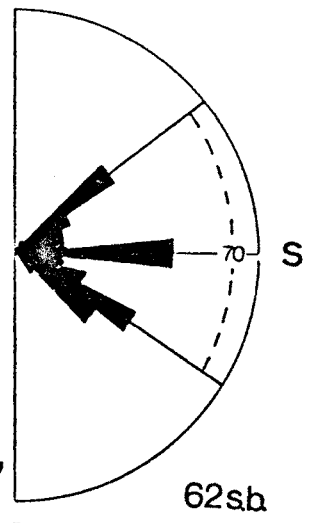
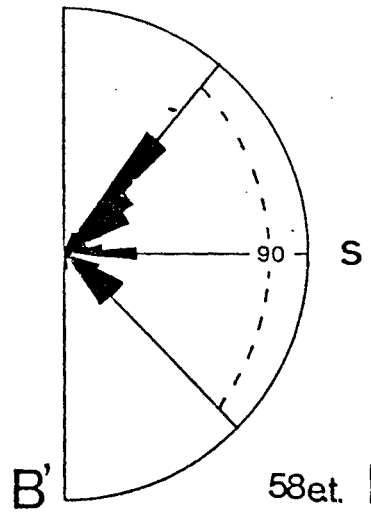
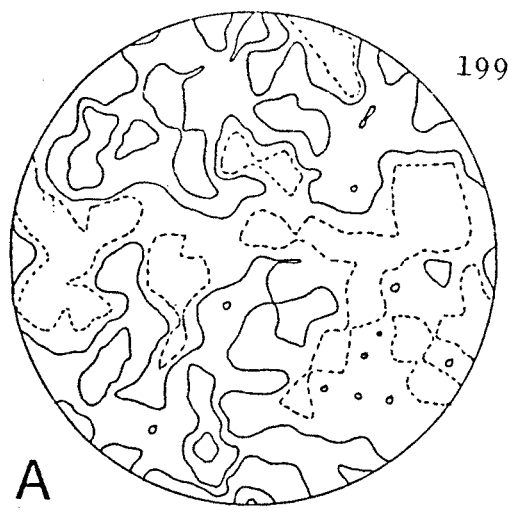
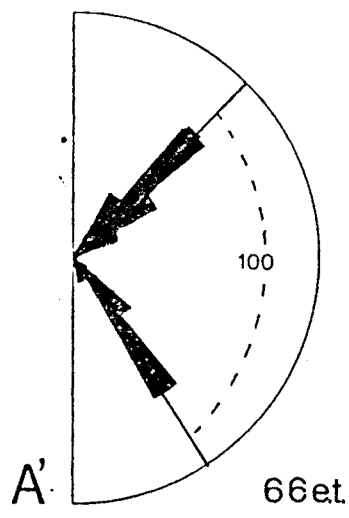
A tots els filons estudiats d'aquesta zona es reconeix un conjunt de plans subparal·lels orientats aproximadament E-W, amb un cabussament variable entre 40 i 80° N, i que es disposen aproximadament paral·lels al contacte entre els filons i les roques encaixants. La direcció d'aquests plans varia lleugerament en variar la dels filons als quals es troben associats. Aquests plans són presents a tota l'amplària dels filons, i als materials encaixants propers als contactes. A escala mesoscòpica tenen un grau de penetrativitat variable i formen des d'una esquistositat espaiada fins a un conjunt de plans amb un espaiat decimètric a centimètric. Estan especialment desenvolupats a la terminació E dels filons, on tenen una orientació paral·lela a la de l'esquistositat milonítica que afecta a aquesta àrea al granit de Costabona (5.2., Fig.87).

Microestructura del quars.

El quars mostra un grau de deformació molt variable associat a aquest sistema de plans. Els cristalls de major mida assoleixen fortes extincions ondulants i estan travessats per nombrosos sistemes d'esquerdes i fractures. La intersecció d'aquests sistemes fa que els cristalls tinguin formes sigmoidals tota vegada que origina una notable reducció de la mida de gra (Fig.89)

A les mostres amb una textura protomilonítica s'ha reconegut una esquistositat anastomòtica desenvolupada irregularment i definida per la disposició dels cristalls de quars i per les inclusions de moscovita. No s'ha observat poligonització i la recristal·lització està restringida al creixement de nous grans de mida molt petita (entre 10 i 25 micres) a les vores de gra, a l'interior de les esquerdes i a les bandes d'extinció (Fig. 89). Es

Fig. 88. Diagrames de fàbriques de quars (A, B, C i D, 200 mes. 0,5 1,2 i 4%) i disposició de les esquerdes de tensió (A', B', C' i D') i de les shear-bands (B'', C'' i D'') en protomilonites i milonites quarsítiques de les Esquerdes de Rojà (voltants de la Collada de Roques Blanques). En els estadis més deformats els eixos c defineixen 4 màxims (C i D) mentre que l'angle que fan les esquerdes de tensió i les shear-bands amb l'esquistositat milonítica. (S en els diagrames) disminueix. A) Mostra de quars poc deformat, B) Protomilonita quarsítica, C) i D) Mil. quarsítiques e.t. = esquerdes de tensió, s.b. = shear bands. n= nombre de mesures.



reconeix també una matriu criptocristalina composta per fragments de cristalls de quars i de moscovita i per quars recristallitzat.

Dos sistemes de plans de crenulació extensiva (shear bands) aparentment compatibles amb una extensió paral·lela a l'esquistositat són presents d'una manera general en totes les mostres estudiades. En les mostres menys deformades els fenocristalls estan afectats per dos famílies de plans de fractures i d'esquerdes. Aquests dos sistemes presenten també una disposició aparentment conjugada i formen un conjunt d'estructures compatibles també amb una extensió paral·lela aproximadament a l'esquistositat milonítica incipient. En les mostres més deformades s'observa una variació de l'angle que fan aquestes esquerdes i shear bands amb l'esquistositat; al mateix temps varia també l'angle que fan entre ells els plans amb una disposició conjugada. Cada cop formen un angle més petit amb l'esquistositat, mentre que formen un angle més obtús respecte la direcció teòrica d'escurçament (Fig. 88). Acompanyant aquesta rotació els cristalls adquireixen una o. c. p. més accentuada (Fig. 88), els eixos c formen dues garlandes encreuades, igualment poblades i simètriques a l'esquistositat. En els estadis milonítics les distribucions obtingudes són totalment comparables a les que presenten les milonites derivades del granit del Costabona (Fig. 88D).

5.4.1.2. El sistema de plans N-S

Es tracta d'un conjunt de plans subverticals, amb una direcció propera a N-S. Es reconeixen dins els diversos filons encara que tenen una distribució més irregular que els plans descrits anteriorment. Són especialment evidents en els sectors on els filons estan afectats per fractures subverticals, on arriben a formar un sistema

Fig. 89. Microestructura dels filons de quars. A) Agregat heterogranular de quars hipidiomòrfic. Filons de quars no deformats. M. 5.5 A. Nícols encreuats., B) Cristalls amb extinció ondulant travesats per nombroses esquerdes a l'interior de les quals es formen nous grans de mida molt petita. Nícols encreuats (escala 1mm), C) Porfiroclast amb nombroses esquerdes i extinció ondulant, envoltant per cristalls de mida molt menor. La línia que assenyal·la l'escala és paral·lela aproximadament a l'esquistositat (Fig. 88D). Acabament oriental de les Esquerdes de Rojà. Nícols encreuats (escala 1 mm), D) Protomilonita. Els porfiroclastos de quars estan allargats paral·lelament a l'esquistositat (E-W a la fotografia) i adopten formes sigmoidals. La recristal·lització està restringida a les vores de gra i al'interior de les esquerdes (Fig. 88B). M. 5.12 D. Nícols encreuats (escala 1 mm).



B



D



A



C

de plans subparal·lels amb espaiat centimètric. Estan associats a esquerdes i diàclasis i en alguns casos a fractures de moviment horitzontal (Fig. 87). En els cassos on s'ha pogut establir relacions cronològiques, aquests plans tallen els E-W i, a diferència d'aquests, tenen un cabussament més constant (Fig. 87). El quars afectat per aquest sistema de plans no mostra signes notables de deformació i conserva la textura hipidiomòrfica inicial.

Aquest conjunt d'observació permet d'establir que els filons de quars registren en aquest sector dos esdeveniments deformadors successius i responsables de la formació de meso i microestructures diferents. En primer lloc els filons serien afectats per un procés de milonitització generalitzat, però d'intensitat variable, relacionable amb la deformació milonítica que afecta al granit de Costabona. D'altra banda els filons registren una deformació de caracter més fràgil, relacionable probablement amb una tectònica de fractura posterior. (v. 6).

5.4.2. ESTUDI DE LES INCLUSIONS FLUÏDES DEL QUARS

Per precisar les condicions físico-químiques de formació dels filons i caracteritzar la seva evolució he realitzat un estudi microtermomètric de les inclusions fluïdes contingudes en el quars. Aquest mètode es fonamenta en la determinació, en una platina escalfable-refredable, de la temperatura mínima a la qual la fase líquida de la inclusió s'homogeneïtza, és a dir quan desapareix la bombolla gasosa (temperatura d'homogeneïtzació). També es determina la temperatura a la qual es produeix, prèvia congelació, la fusió del sòlid. Aquestes dades suministren informació d'una banda sobre la temperatura mínima de formació dels cristalls (t. d'homogeneïtzació) i per l'altra sobre la salinitat de les solucions mineralitzants, ja que la temperatura de congelació de les solucions del sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ està directament relacionada amb la concentració

de solut a la solució (AYORA, 1978; ROEDDER, 1979).

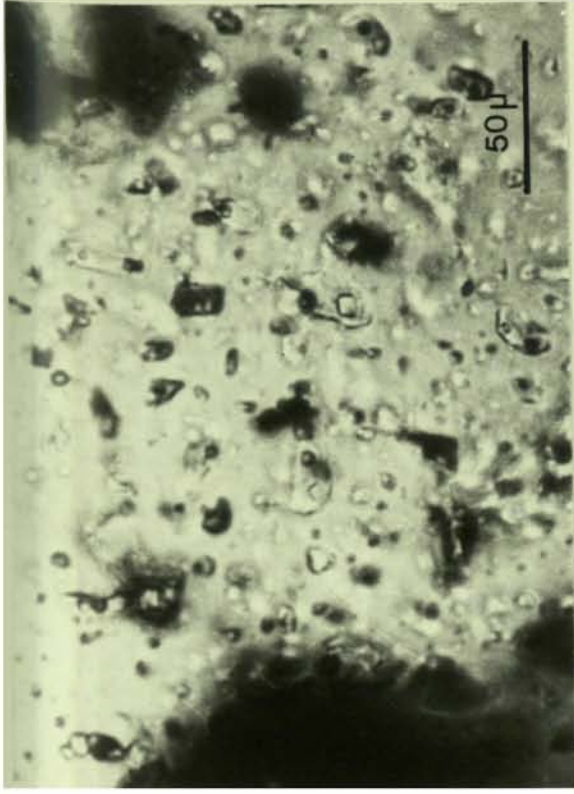
Per a l'estudi de les inclusions han estat recollides mostres a vint-i-cinc punts diferents dels filons, i han estat seleccionades vint mostres procedents de divuit d'aquests punts. (Fig. 87). Atès que sobre el terreny no s'ha apreciat cap zonació transversal dels filons no ha estat realitzat un mostreig sistemàtic normal a llur direcció. El material d'estudi està constituït per: 1) quars massiu microcristal·lí (mida de gra de 30 a 200 micres) blanc-translúcid; 2) monocristalls de quars provinents d'esquerdes, cavitats i geodes, de transparents a blanc-translúcid, i 3) quars afectat intensament pel sistema de plans E-W.

5.4.2.1. Morfologia i tipus d'inclusions

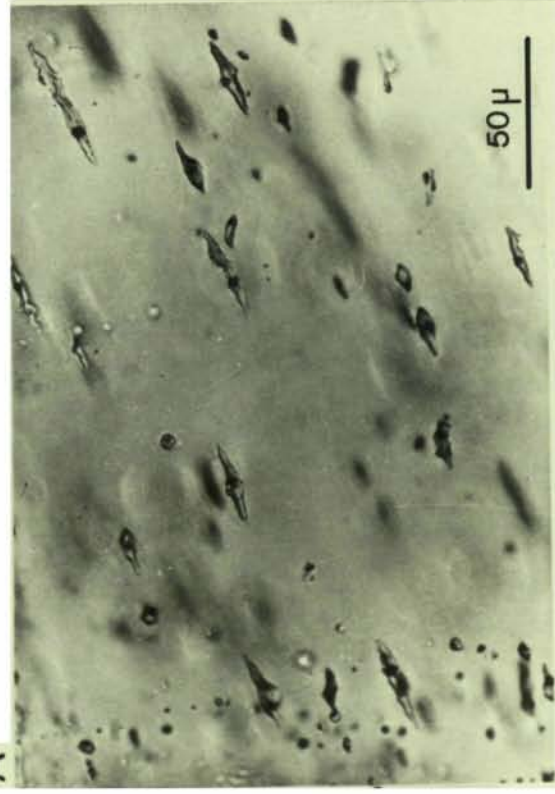
L'estudi s'ha centrat sobre les inclusions de fluids amb caràcter primari, desestimant les inclusions associades a fractures posteriors. Algunes mostres contenen inclusions de moscovita i, rarament, un sòlid amb morfologia de carbonat. En alguns monocristalls procedents de cavitats han estat observades inclusions d'altres monocristalls de quars, que indiquen una certa inestabilitat mecànica en el moment de la deposició.

La majoria de les inclusions fluïdes observades són bifàsiques (solució salina + bombolla gasosa) i molt poques presenten a més un sòlid cúbic probablement de NaCl (Fig. 90A). No s'han reconegut a cap mostra inclusions trifàsiques riques en CO₂ (solució salina + CO₂ líquid + CO₂ gas), presents dins minerals d'altres filons de la zona (AYORA, 1978). La longitud major de les inclusions varia entre 10 i 150 micres i les de mida més gran es localitzen al quars més transparent.

Fig. 90. Morfologia de les inclusions fluïdes. A) Inclusions de forma irregular en quars massiu (tipus I). Algunes presenten una fase sòlida. M. 2.12 A. Nícols paral.lels., B) Inclusions irregulars en monocristalls (tipus II). M. 19.2 A. Nícols paral.lels. C) Inclusions amb orientació dimensional i vores serrades (tipus III). M. 4. 2D. Nícols paral.lels. D) Detall d'una inclusió molt allargada. M. 4.2D. Nícols paral.lels.



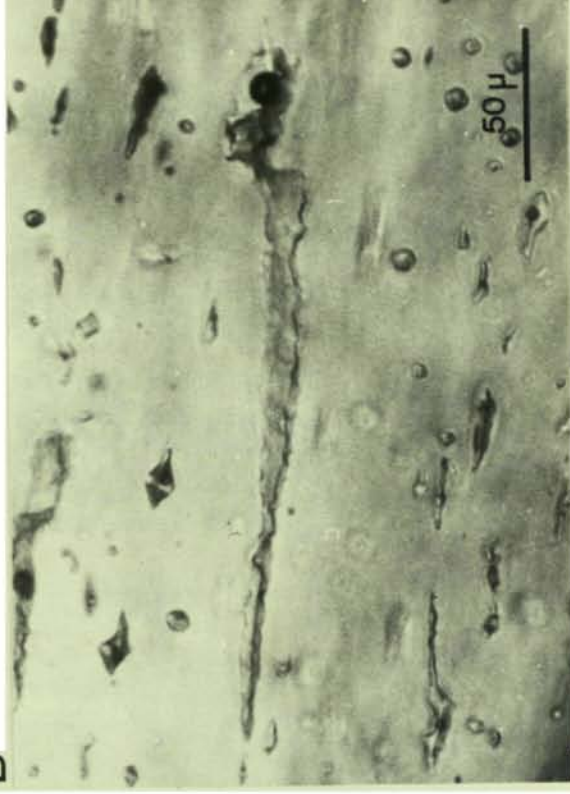
A



C



B



D

Segons llur morfologia i el tipus de quars que les conté he classificat les inclusions en tres tipus, que es correponen amb els tres grups definits als assaigs microtermomètrics:

I) Inclusions de forma irregular, distribuïdes a l'atzar o bé aliniades en bandes paral·leles no relacionables amb fractures, en mostres de quars massiu microcristal·lí. (Fig. 90A).

II) Inclusions de forma de irregular a més o menys geomètrica, distribuïdes a l'atzar o en bandes de creixement, en monocristalls de quars (Fig. 90B).

III) Inclusions allargades, amb vores dentades o no, en quars massiu i monocristalls deformats segons plans E-W. Aquestes inclusions presenten sovint una alineació i una orientació dimensional paral·lela aproximadament a aquest sistema de plans (Fig. 90C).

5.4.2.2. Temperatures d'homogeneïtzació

Els assaigs microtermomètrics han estat realitzats en una platina escalfable-refredable Chaixmeca (POTY et al., 1976). Respecte a les temperatures d'homogeneïtzació pot destacar-se:

a) De la determinació de les temperatures d'homogeneïtzació de les inclusions de tipus I, II i III (Fig. 91) es dedueixen tres episodis, de temperatures decreixents, en l'evolució dels filons:

- el quars massiu correspondria al primer episodi (inclusions de tipus I), amb un màxim de temperatures d'homogeneïtzació (80 sobre 124 mesures) entre + 165 i + 190°C;

- el quars cristal·litzat en geodes, esquerdes i cavitats (inclusions de tipus II), correspondria a una fase posterior, amb un màxim de temperatures d'homogeneïtzació entre +140 i 165°C (54 sobre 79 mesures). Les mesures realitzades en quars massiu i en monocristalls procedents del mateix punt de mostreig (Fig. 93) confirmen aquesta gradació de temperatures;

- el tercer grup de mesures correspondria a les inclusions de tipus III amb temperatures d'homogeneïtzació una mica inferiors, entre + 120° i + 140°C (38 mesures a tres mostres) i estaria relacionat amb la deformació de les inclusions de tipus I i II.

Les temperatures d'homogeneïtzació d'inclusions no deformades coexistents en mostres del mateix punt (+ 5m) són de l'ordre de + 180°C, en una mostra de quars massiu (Fig. 93 , mostra 4.2.D) i de + 150°C en una altra de quars drusiforme (mostra 4.1.C), resultant una temperatura menor d'homogeneïtzació pel tipus III d'inclusions. Atès que no s'han observat diferències de salinitat d'aquestes inclusions, la disminució de la temperatura d'homogeneïtzació pot ser deguda a una reducció del volum de les cavitats, resultat de la deformació de les inclusions durant el desenvolupament de l'esquistositat espaiada E-W (relació no comprovada totalment); aquesta reducció de volum implicaria un augment de la densitat del fluid i de la relació líquid/gas, amb la consegüent desaparició del gas (homogeneïtzació) a temperatures més baixes, sense necessitat de suposar barreges amb altres solucions més fredes i d'igual salinitat. GRATIER (1982) descriu fenòmens experimentals de dissolució i arrodoniment d'inclusions en escalfar-les a T més grans de la d'homogeneïtzació, augmentant així la pressió interna de llurs fluids. La densitat minvaria lentament a P elevades (possible escapament de fluids?). Malgrat les poques observacions de que dispoço penso que en el nostre cas la morfologia de les inclusions, allargada

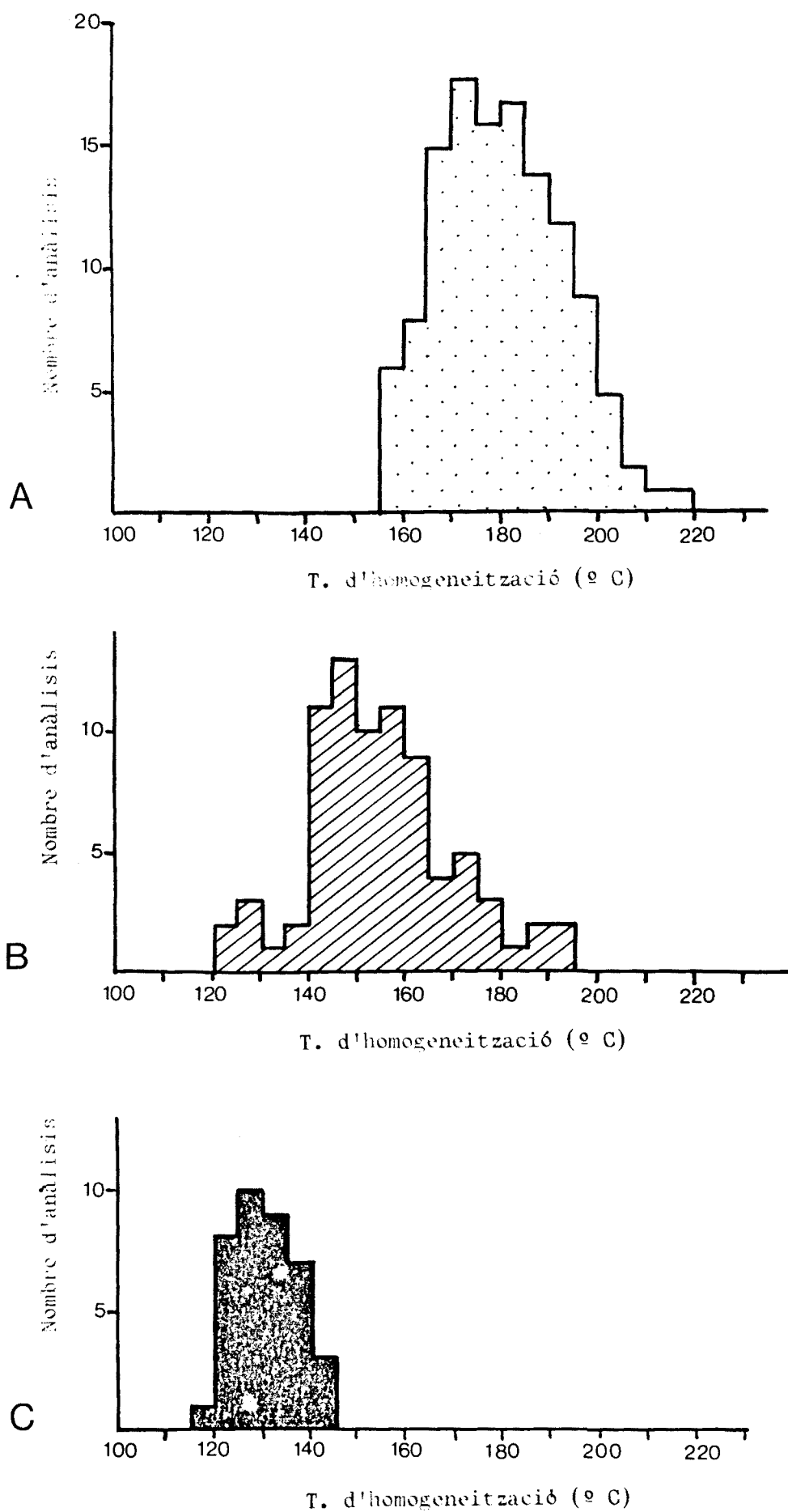


Fig. 91. Histogrames de temperatures d'homogeneització de les inclusions de tipus I (A, 124 mesures), tipus II (B, 79 mesures) i tipus III (C, 38 mesures).

i amb vores asserrades, no permet de suposar els fenòmens descrits per l'autor esmentat. Sense prou elements per a establir un mecanisme de deformació, en el nostre cas es tractaria de deformacions degudes a un esforç diferencial extern sobre la inclusió i a T inferior a la d'homogeneïtzació, el que permetria reduir el volum i augmentar la densitat de la inclusió. Per a provocar una reducció de volum corresponent a un descens de temperatures d'homogeneïtzació de 20 a 50°C, a solucions de salinitat del 20% en pes de NaCl. es necessitaria sotmetre les inclusions líquides a esforços diferencials de l'ordre de 250 bars (POTTER, 1977).

b) Per tal de tenir una idea aproximada de les temperatures reals de formació dels filons de quars cal considerar l'augment de les temperatures d'homogeneïtzació degut a la pressió confinant en el moment de la deposició del mineral. He considerat que els materials suprajacents (gneis del Canigó, metasediments cambro-ordovicianos i també probablement els materials del paleozoic superior) tindrien una potència aproximada de 4.000 m., el que, considerant la seva densitat mitjana de 2,7 gr/cm³, correspondria a una pressió litostàtica de l'ordre d'1 Kbar. al moment de la deposició del quars filonià. GUITARD i LAFFITTE (1958) arriben a un resultat semblant sobre la pressió confinant en el moment de la intrusió del granit del Costabona.

Per a solucions amb una salinitat del 20% en pes de NaCl aquesta pressió confinant correspon a una correlació de temperatures de l'ordre de +90 a 100°C (POTTER, 1977). Com a conseqüència les temperatures reals dels diversos episodis de formació dels filons de quars haurien de situar-se a + 290 a 260°C i + 260 a 240°C respectivament.

c) No ha estat observat cap indicatiu de gradació tèrmica longitudinal dels filons, sinó que aquests mostren una gran homogeneïtat pel que fa referència a la distribució

de les temperatures d'homogeneïtzació (Fig.93).

5.4.2.3. Microtermometria

Les observacions microtermomètriques han estat realitzades prèvia congelació de les solucions per un corrent de N_2 líquid (POTY et al., 1976). Aquestes observacions poden contribuir a subministrar algunes indicacions sobre la salinitat de les solucions.

a) Les temperatures de la primera fusió del sòlid $NaCl \cdot 2H_2O$ probablement (CRAWFORD et al, 1979), es troben compreses entre -25 i $-47^\circ C$ (Fig. 92) . Són netament inferiors a $-21^\circ C$, eutèctic del sistema $NaCl - H_2O$, pel que les interpretacions de salinitat deuen ésser realitzades forçosament en un sistema complex $NaCl - CaCl_2 - MgCl_2 - H_2O$. L'existència de KCl , l'altra sal comú a les solucions de les inclusions fluïdes en minerals (ROEDDER, 1972), té un capteniment semblant al $NaCl$ i pot considerar-se, per aquests fins, com un sol component.

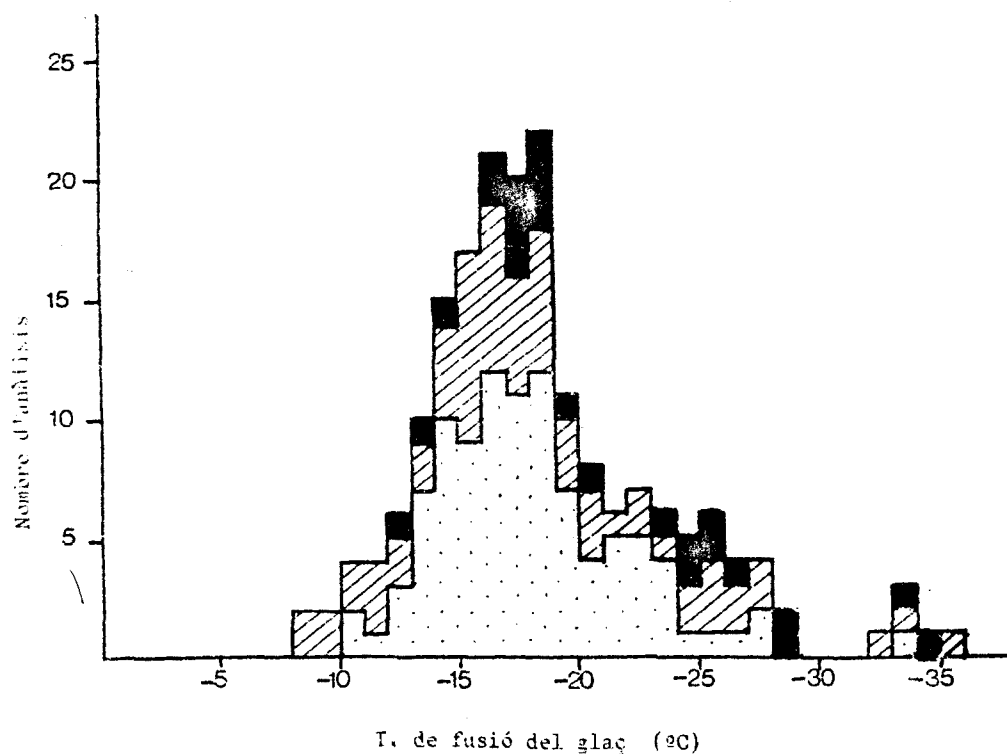


Fig. 92. Histogrames de temperatures de fusió del gel per a les inclusions de tipus I (■, 98 mesures), tipus II (▨, 65 mesures) i tipus III (■, 25 mesures).

Mostra	Th (°C)	T _{fg} (°C)	T _{Eutèctica} (°C)	Notes
1.1 A	188.6 (13)	- 14.0 ₍₉₎		M
1.3 D	171.6 (5)	- 14.7 ₍₈₎		M
2.1 C	179.8 (14)	- 22.0(12)	- 31 a - 37.5 (3)	M
3.1 F	175.6 (12)	- 16.8(11)	- 26 a - 36 (4)	M
3.4 A	177.4 (9)	- 23.2 (6)		M
3.4 B	163.0 (13)	- 21.8 (11)	- 30 a - 38 (4)	G
4.1 C	150.0 (7)	- 17.2 (4)	- 47 (1)	G-ND
	124.8 (13)	- 17.0 (9)		G-D
4.2 D	181.1 (2)	- 33.2 (1)		M-ND
	134.2 (15)	- 28.1 (7)	- 44.7 (1)	M-D
5.1 A	200.1 (7)	- 18.5 (2)		M
5.1 B	150.6 (11)	- 16.7 (11)	- 40 a - 46 (9)	G
5.2 C	167.6 (14)	- 19.4 (13)	- 42 (1)	M
5.4 C	128.5 (10)	- 18.0 (9)	- 30 a - 41 (4)	G-D
5.5 A	155.9 (10)	- 28.3 (7)	- 39 a - 45 (3)	G-B
	159.0 (7)	- 15.0 (5)	- 42 a - 47 (4)	G-V
5.7 A	143.1 (8)	- 24.9 (6)		G
5.8 A	193.2 (5)	- 10.5 (14)	- 34 a -40.7 (3)	G-B
	191.3 (7)	- 9.1 (6)	- 41.2 a -42.6 (6)	G-V
5.9 C	179.6 (10)	- 12.8 (8)		M
5.10 B	177.7 (14)	- 18.2 (10)		M
5.12 D	164.3 (13)	- 14.8 (12)	- 25 a - 34.5 (4)	M
5.13 A	164.4 (11)	- 15.5 (11)	- 36.5 a - 42.8 (7)	G
5.14 B	201.9 (11)	- 17.1 (6)		M

Fig. 93. Resum de les mesures termomètriques de les inclusions fluïdes. Els valors de les temperatures són mitjanes aritmètiques del nombre de mesures^(*) M: agregat massiu; G: monocristalls en esquerdas i cavitats; D: inclusions deformades; N.D.: inclusions no deformades, B: base d'un cristall; V: vèrtex; Th: temperatures d'homogeneïtzació; T_{fg}: temperatura de fusió del gel.

(*) expressat entre parèntesi.

b) Les temperatures observades de fusió del gel mostren una gran dispersió. Es distribueixen, com mostra la Figura 92 entre -7 i -36°C (188 mesures), amb un màxim entre -14 i -19°C (95 mesures), el que equivaldria a un total de sals dissoltes de l'ordre del 20% en pes en NaCl, per una relació teòrica Mg: Ca de 1:3 (CRAWFORD et al. 1979).

c) Contràriament a les temperatures d'homogeneització, no existeix discriminació entre les inclusions dels tipus I, II i III anteriors respecte a llur salinitat (temp. de la primera fusió de sòlid i temp. de fusió del gel), que pot ser considerada constant al llarg dels diversos episodis de la història dels filons.

d) Tampoc he detectat, com passa amb les temperatures d'homogeneització, cap tipus de zonació longitudinal en la distribució de salinitats, sino que els diversos valors observats es distribueixen homogèniament al llarg dels filons mostrejats (Fig.92).

5.4.3. DISCUSSIÓ D'ALGUNES HIPÒTESIS GENÈTIQUES

Amb les dades obtingudes dels assaigs termomètrics i les correccions introduïdes, he considerat tres hipòtesis sobre les condicions físiques de formació dels filons (A, B i C). En les tres he considerat un gradient litostàtic de 270 bars/km i una temperatura de cristallització del quars al voltant de 280°C a una profunditat de 4 km. En les hipòtesis A i B he considerat un gradient geotèrmic de l'ordre de $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$, freqüent en zones de l'escorça amb activitat ígnia i anomalies tèrmiques (HURTIG I OELSNER, 1977). La hipòtesi C ha estat elaborada considerant un gradient de $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$, habitual en zones estables de l'escorça. La temperatura en superfície ha estat considerada en els tres casos de 20°C . (Fig.94). En aquest cas per dissoldre

suficient quantitat de SiO_2 caldrien les condicions de P-T corresponents a una profunditat de l'ordre de 10km. Atès que la solubilitat del SiO_2 en H_2O a 370-380°C experimenta molt poca variació en passar de 1,6 a 2,7 k/bars (1,8 a 2g SiO_2 /kg H_2O , WEILL i FYFE, 1964), per als fins orientatius de l'esquema s'ha considerat la hipòtesi C juntament amb la B. Als càlculs sobre la solubilitat del SiO_2 ha estat considerada indistintament H_2O pura i solució salina, ja que el contingut en sals dissoltes no afecta sensiblement la solubilitat del SiO_2 (HOLLAND, 1967). El coneixement insuficient que disposem sobre els filons en la vertical no ens permet afinar més en la distribució de les quantitats de quars a diferents temperatures i, per tant, determinar quina de les hipòtesis considerades ací es la més ajustada. Si l'homogeneïtat horitzontal observada es mantingués en profunditat la hipòtesi A explicaria més satisfactòriament la proporció molt superior d'agregats massius de quars amb temperatures de formació entre 290 i 260°C (Fase I), en relació als monocristalls i agregats de temperatures una mica inferiors (fase II).

Pel que fa referència a l'origen de les solucions mineralitzants he considerat dues possibilitats: 1) Solucions procedents de la cristallització d'un magma granític, i 2) Solucions percolants escalfades i impulsades per l'acció d'una zona de fractura en profunditat.

1) Per a generar la solució salina necessària, 100 a 200 km^3 (Fig.94) (FYFE, PRICE i TOMPSON, 1978), caldria suposar un mínim de 400 km^3 (hip.A) a 850 km^3 (hip. B i C) d'un magma granític saturat en H_2O , (12% en pes de H_2O , cas extrem, segurament menor) que ascendís des de 25 km, pressió d'anatexia dels materials de l'escorça (BURHAM, 1967), fins a la solidificació total (1% en pes H_2O , GUITARD i LAFITTE, 1958).

La dificultat d'aquesta possibilitat teòrica no rau en

el volum de granodiorita necessari, sempre imaginable en profunditat, sinó en l'absència de textures porfíriques, bretxes d'explosió, alteració hidrotermal generalitzada i altres evidències que permetin suposar l'ebullició i concentració de gran part de l'aigua i sals dissoltes a les darreres fases de cristallització (BURHAM, 1967). La dificultat més gran d'aquesta possibilitat teòrica rau, però, en la morfologia rectilínia, homogeneïtat longitudinal dels filons i absència d'una gradació tèrmica i/o de salinitats a llarg d'alguns quilòmetres (Fig. 87 i 93). Tampoc no s'observa el camp de filons trenats normalment associat a un cos ígni d'aquestes característiques.

2) La segona possibilitat genètica es basa en el model de bombeig sísmic proposat per SIBSON et al. (1975). Aquest model està basat en la deformació dilatant produïda al voltant d'una zona potencial de fractura, com a conseqüència de la formació d'una xarxa d'esquerdes i fractures que precedeixen el trencament. Aquest augment local de porositat provocaria migracions de fluids cap a la zona de fractura.

Els fluids serien capaços de dissoldre SiO_2 i d'altres elements i esdevindrien una solució salina.² La pressió parcial de fluids augmentaria una volta les esquerdes fossin plenes. Aquest augment de pressió disminuiria la resistència friccional a la cisalla i facilitaria el trencament, i un cop produït els fluids serien expulsats, en tancar-se de les esquerdes, cap a zones de menor pressió. Aquest mecanisme, repetit moltes vegades, és proposat per diversos autors (PHILLIPS, 1972; SIBSON et al., 1975) com a capaç de produir mineralitzacions al llarg de zones de fractura. Tot acompanyant el sistema sísmic de Matsuhiro (Japó), equivalent a un sol sisme de magnitud M_6 , s'ha observat en superfície fins a 10

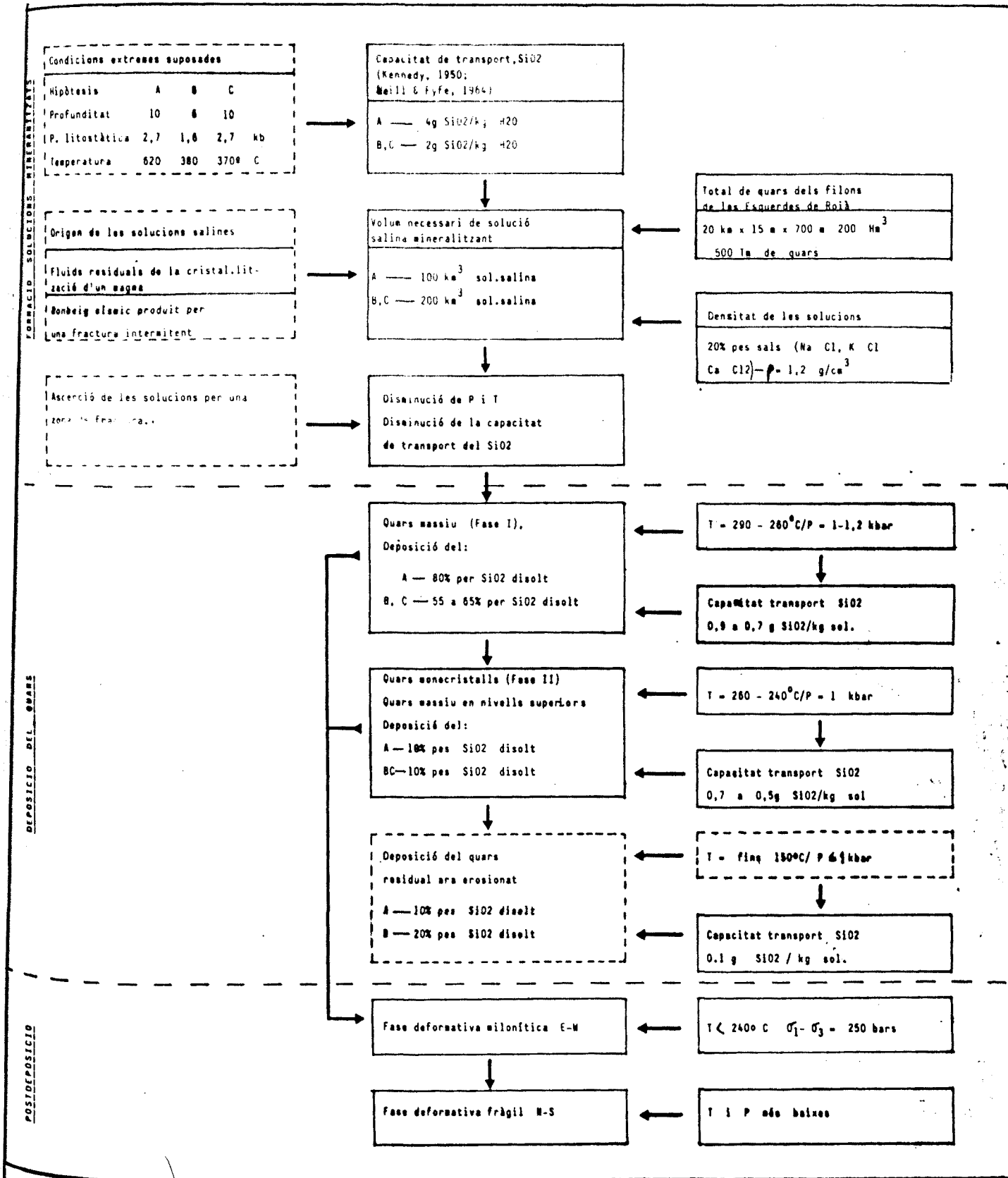


Fig. 94. Esquema de la possible evolució dels filons de quars de les Esquerdas de Rojà. Els quadres en línia discontinua indiquen suposicions no comprovades.

hm³ de salmorres riques en Na-Ca-Cl. (Tsuneishi i Nakamura, 1970, a SIBSON et al., 1975). Aquest model de bombeig sísmic ha estat proposat també per a explicar la gènesi d'un gran filó de quars que travessa la regió de Baviera (GROMES, 1980). En el nostre cas, segons les condicions suposades a la figura 94 i d'acord amb el model de bombeig sísmic proposat pels autors esmentats, per a generar els filons de quars de les esquerdes de Rojà (\approx 500 tm de quars), caldrien de l'ordre de 20.000 (hip A) a 50.000 (hip B i C) pulsacions sísmiques de magnitud M₆. Considerant un desplaçament mínim de 1 a 100 cm per pulsació, representarien desplaçaments totals de la suposada fractura de 2 a 50 km. Tantmateix a la zona estudiada no disposem de cap evidència cartogràfica que permeti suposar tals desplaçaments, ni tampoc els filons de quars no presenten característiques texturals que indiquin un caracter episòdic o intermitent de la mineralització. Malgrat aquests inconvenients que dificulten l'aplicació estricta del model de bombeig sísmic, aquest permet explicar millor la morfologia linial i quilomètrica dels filons, i la circulació, mitjançant un sistema obert renovable, dels volums enormes de solució salina que són necessaris (100 a 200 km³).

5.4.4. EVOLUCIÓ I CARACTERÍSTIQUES DELS FILONS

A) La història dels filons de quars mostra tres episodis continus, amb temperatura decreixent, caracteritzats per màxims respectius a les temperatures d'homogeneïtzació dels fluids de les inclusions.

Considerant una correcció de temperatures corresponent a una pressió confinant de 1 kbar, aquests màxims correspondrien a:

- I) Cristal·lització de quars en masses microcristal·lines amb enclaus de moscovita, entre

+ 290 i + 260°C, a partir de solucions amb Na⁺, K⁺, Ca⁺⁺, fins a una salinitat de l'ordre del 20% en pes de NaCl.

II) Cristal·lització de quars drusiforme a esquerdes i cavitats, a partir de solucions de salinitat semblant i lleugerament més fredes, entre + 260 i 240°C aproximadament.

III) Deformació dúctil d'ambdòs tipus d'inclusions que adquireixen una orientació dimensional preferent mantenint el sistema tancat i la salinitat inicial. Aquest procés és el resultat d'una deformació milonítica irregularment desenvolupada en els diversos filons.

B) La formació dels filons de quars tindria lloc durant els darreres episodis deformatius hercinians. Caldria considerar la possibilitat de que la seva formació estigui estretament relacionada amb l'existència d'una zona de fractura en profunditat d'edat probablement tardi-herciniana, ja que:

- 1) Els filons són posteriors al refredament de la part superior del massís granític del Costabona, i són anteriors (o a tot estirar sincrònics) a la deformació milonítica que afecta localment aquest granit.
- 2) Els filons estan afectats per una tectònica de fractura d'edat probablement alpina (v.6).

un mecanisme d'aquest tipus permetria explicar d'altra banda:

- 1) Algunes de les característiques observades dels filons: morfologia linial i rectilínia, homogeneïtat longitudinal textural i mineralògica, absència de gradacions tèrmiques o de salinitat longitudinals, etc.

- 2) La formació de l'enorme volum necessari de solució mineralitzant mitjançant un mecanisme obert i renovable de tipus bombeig sísmic.
- 3) La relació espacial i temporal observada entre els filons i les bandes milonítiques.
- 4) Les temperatures obtingudes per a la formació de la gran massa de quars. Ara bé en aquests moments no dispo-
so d'evidències mineralògiques ni texturals que permetin precisar aquesta relació. Els filons no mostren una disposició "en relleu" clara, ni estan associats a desplaçaments importants, ni tenen tampoc les característiques típiques dels filons associats directament a zones de fractura.