

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

S

N

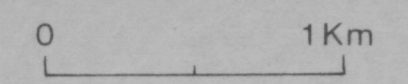
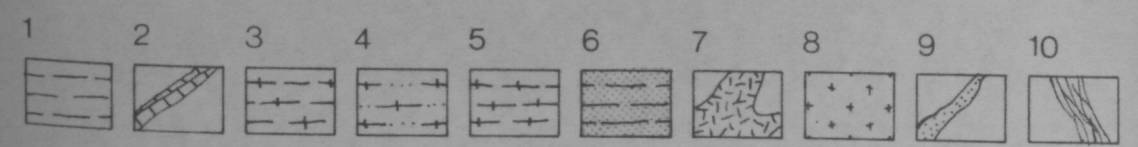
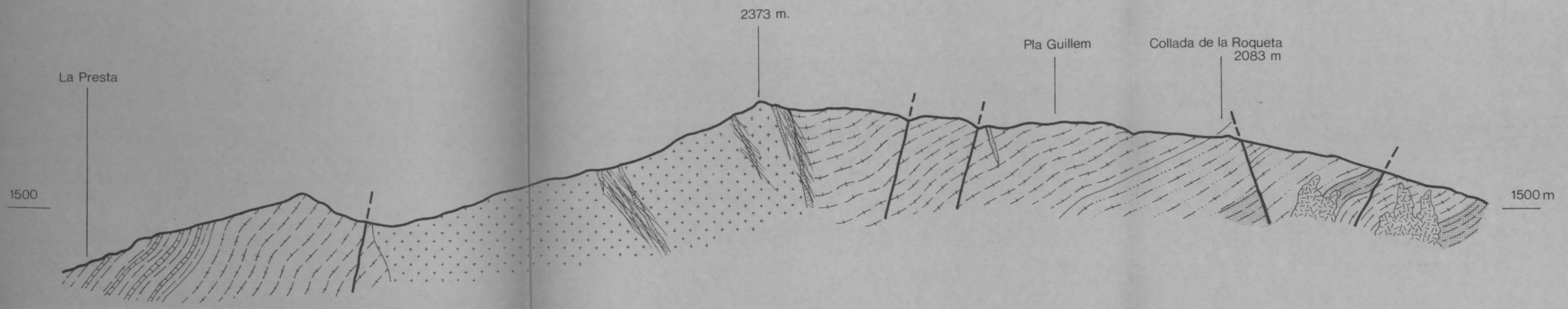


Fig. 38 Tall del sector central i meridional del massís del Canigó, entre els voltants de Marialles i la Presta (situació de la fig. 9. Llegenda, 1: esquistos de la cobertora, 2: marbres, 3: gneiss biotítics-moscovítics (G-1), 4: gneiss biotítics (G-3), 5: gneiss ocellars (G-2), 6: micasquistos de Balaig, 7: leucogranit, 8: granit del Costabona, 9: filons de quars (Esquerdes de Peià), 10: orquístocitar milonítics.

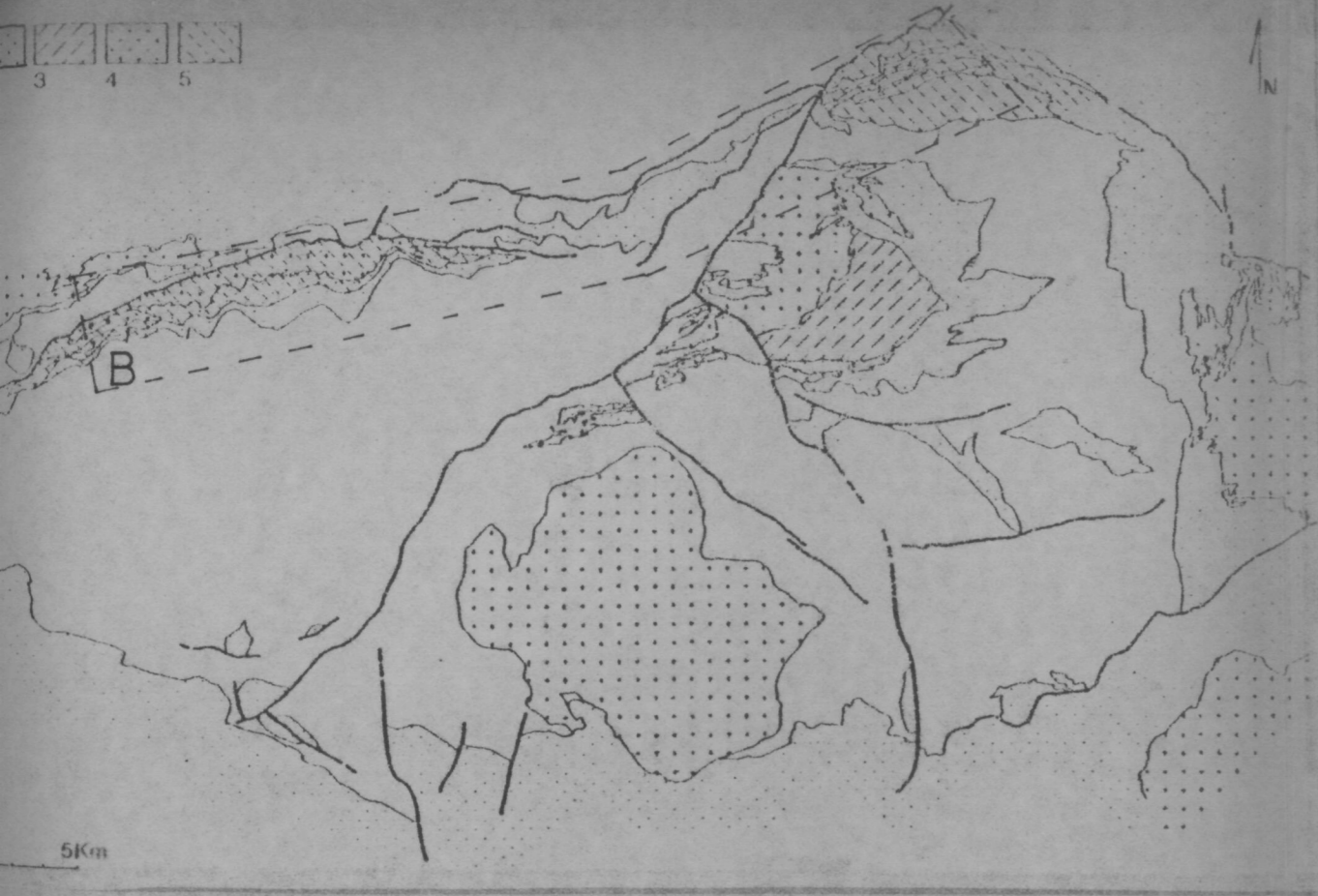
- 5. LES DEFORMACIONS TARDANES
 - 5.1. LA ZONA MILONÍTICA SEPTENTRIONAL
 - 5.1.1. LA ZONA MILONÍTICA DE FONTPEDROSA-NYER
 - A. LES ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ
 - B. MICROSTRUCTURA
 - 5.1.2. LA ZONA MILONÍTICA DE LA VALL DEL LLEC
 - 5.1.2.1. ELS GNEISS DE LA COMA
 - A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ
 - B. MICROSTRUCTURA
 - 5.1.2.2. ELS GNEISS DE ST. ESTEVE
 - A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ
 - B. MICROSTRUCTURA
 - 5.1.2.3. ELS GNEISS DEL LLEC
 - A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ
 - B. MICROSTRUCTURA
 - C. RELACIÓ ENTRE LA Sm i LA St en ELS GNEISS DEL LLEC
 - 5.1.2.4. RELACIÓ AMB LES MINERALITZACIONS DE LA VALL DEL LLEC
 - 5.1.3. ELS PLECS POSTMILONÍTICS
 - 5.2. LES DEFORMACIONS TARDANES FORA DE LES ZONES MILONÍTIQUES
 - 5.2.1. PLECS I CRENULACIONS
 - 5.2.1.1. LINEACIONS DE CRENULACIÓ
 - 5.2.1.2. PLECS MÈTRICS
 - 5.2.1.3. PLECS HECTOMÈTRICS
 - 5.2.2. LES ZONES DE TRANSPOSICIÓ I LES BANDES MILONÍTIQUES AILLADES
 - 5.2.2.1. LES ZONES DE TRANSPOSICIÓ
 - 5.2.2.2. LES ZONES DE CISALLA NORMALS
 - 5.2.2.3. LES ZONES DE CISALLA INVERSESES
 - 5.2.3. MACROSTRUCTURA DEL MASSÍS
 - 5.2.4. CONCLUSIONS

- 5.3. ELS GNEISS DE CANAVELLES-NYER
 - 5.3.1. DESCRIPCIÓ
 - 5.3.2. DISCUSSIÓ
- 5.4. ELS FILONS DE QUARS DE LES ESQUERDES DE ROJÀ
 - §.4.1. DESCRIPCIÓ DELS FILONS
 - 5.4.1.1. EL SISTEMA DE PLANS E-W
 - 5.4.1.2. EL SISTEMA DE PLANS N-S
 - 5.4.2. ESTUDI DE LES INCLUSIONS FLUIDES EN QUARS
 - 5.4.2.1. MORFOLOGIA I TIPUS D'INCLUSIONS
 - 5.4.2.2. TEMPERATURES D'HOMOGENEITZACIÓ
 - 5.4.2.3. MICROTERMOMETRIA
 - 5.4.3. DISCUSSIÓ D'ALGUNES HIPÒTESIS GENÈTIQUES
 - 5.4.4. EVOLUCIÓ I CARACTERÍSTIQUES DELS FILONS
- 5.5. ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS,
RESUM I DISCUSSIÓ
 - §.5.1. DESCRIPCIÓ DE LES FABRIQUES, RESUM
 - 5.5.2. DISCUSSIÓ
- 5.6. CONCLUSIONS

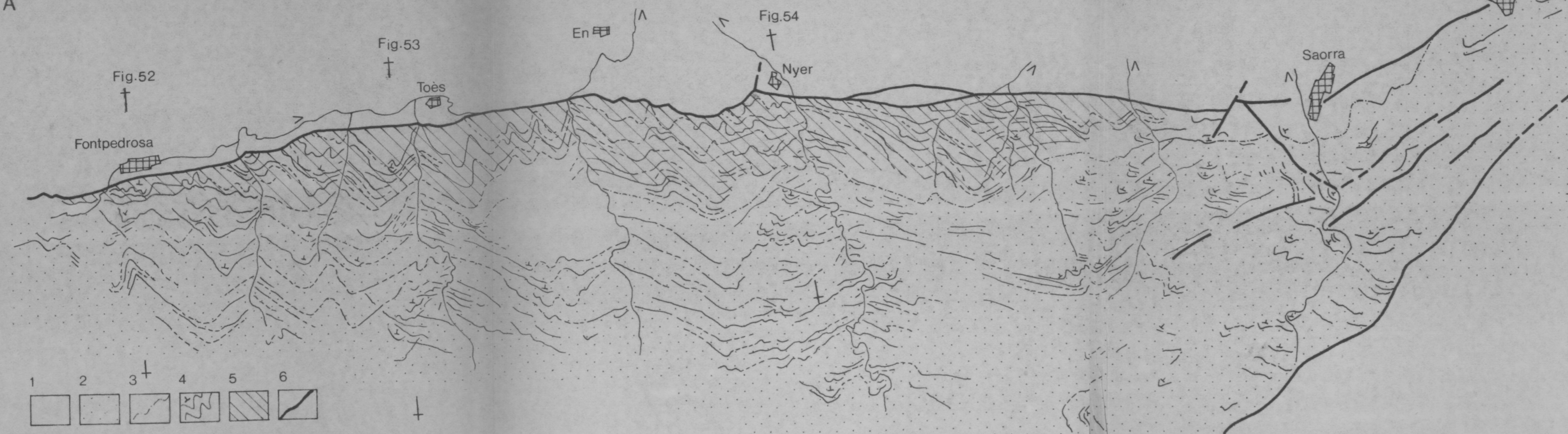
5. LES DEFORMACIONS TARDANES

Amb aquesta denominació he agrupat totes aquelles estructures que són resultat de la deformació de l'esquistositat regional dels gneiss i dels micasquistos de Balaig, tret de les estructures de fractura que són tractades més endavant (v.6). La denominació de "tardanes" fa referència a que classicament és admés que aquestes estructures s'han format posteriorment i/o durant el clímax del metamorfisme regional. Equivaldrien a les estructures "postesquistoses" segons la terminologia utilitzada per alguns dels autors francesos que han treballat en aquest sector de la zona axial (v.2.3.1).

A grans trets al massís del Canigó-Carançà hi ha dos grans tipus d'estructures que afecten l'esquistositat regional: diversos sistemes de plecs orientats predominantment E-W, i diversos sistemes de bandes milonítiques també amb una orientació E-W predominant. Els plecs es distribueixen en tot el massís i les bandes milonítiques es troben concentrades sobretot al vessant nord, on formen una ampla faixa situada a la vora del contacte gneiss-cobertora. Degut a aquesta distribució, per estudiar les estructures tardanes he definit dos grans zones; una zona septentrional on predominen les bandes milonítiques, i la resta del massís (sector central i meridional) on els plecs i alguna banda milonítica individualitzada són les estructures tardanes predominants. D'altra banda en els materials que envolten el massís no s'han reconegut estructures típicament milonítiques, i tan sols els gneiss de Canavelles-Nyer (gneiss de Fontpedrosa de GUITARD, 1970) situats al nord de la falla de la Tet, presenten una microestructura comparable a la d'alguns gneiss milonitzats de l'interior del massís.



A



B

Fig. 39 A) Situació de la zona estudiada (mateixa llegenda que la figura 9)
 B) Esquema fotogeològic del vessant nord del massís del Canigó - Carança (l'escala és aproximada). Llegenda, 1: materials de la cobertura, 2: gneiss, 3: contacte gneiss /cobertura, 4: traça de l'esquistositat, 5: zona milonítica, 6: falles.

5.1. LA ZONA MILONÍTICA SEPTENTRIONAL

Al vessant nord del massís hi ha un conjunt de bandes milonítiques que formen una ampla faixa orientada E-W situada prop del contacte entre els gneiss i els materials de la cobertora (Fig. 39). El seu gruix és variable entre els 500 metres al sector de Fontpedrosa-Toès-Nyer i els 2.500 a la vall del Llec. És una zona complexa caracteritzada per la presència d'una esquistositat milonítica subvertical o que cabussa cap al nord. Aquesta esquistositat afecta tant els gneiss com els esquistos de la cobertora més propers, i els diversos cossos de granitoids intrusius emplaçats en aquest sector del massís.

5.1.1. LA ZONA MILONÍTICA DE FONTPEDROSA-NYER

La zona milonítica de Fontpedrosa-Nyer forma una banda amb una llargada mínima d'uns onze quilòmetres, orientada E-W i localitzada en els materials que formen el vessant nord del massís de Carançà. Aquesta gran banda està limitada al nord per la falla de la Tet que la separa dels gneiss de Canavelles-Nyer. El gruix d'aquesta banda varia entre els 150-200 metres a la regió de Fontpedrosa i els 500 metres al sud de Nyer. Presenta un cabussament generalitzat cap al nord. GUITARD (1970) anomena aquesta estructura "zona sinclinal de Toès-Fontpedrosa" i la descriu com una estructura complexa, formada per un sinclinal vergent cap al sud, el flanc nord del qual estaria afectat per un encavalcament. Aquest encavalcament tindria una edat tardi-herciniana i fóra el que originaria la formació de la zona milonítica (GUITARD, 1958, 1970). Aquest autor no descarta la possibilitat d'una reactivació d'aquest encavalcament durant el cicle alpi. També descriu breument les paragènesis en fàcies esquistos

verds de les roques milonítiques.

Encara que en detall presenta una estructura complexa, a l'interior d'aquesta unitat es poden diferenciar dues zones: una gran banda milonítica septentrional, limitada al nord per la falla de la Tet i que té una gran continuïtat lateral, i una zona de trànsit entre aquesta banda i els materials no afectats per les deformacions milonítiques situats més al sud. Aquesta zona de trànsit està caracteritzada per la presència de nombroses bandes milonítiques d'ordre mètric, individualitzades, sense tanta continuïtat lateral i amb moviments aparents diversos (v. 5.2.2.) (Figs. 52 i 53).

Aquesta zona milonítica continua en el vessant N del Canigó, a l'E de la falla de Mentet-Fillols la qual provoca un desplaçament relatiu cap al sud i alhora un enfonsament del massís de Carançà respecte el del Canigó (Fig. 9). Gràcies al joc normal d'aquesta falla (v. 6) podem observar en aquest sector la milonitització dels materials de la cobertora i dels granitoids situats per damunt dels gneiss, mentre que al vessant nord del Canigó el nivell d'erosió permet observar el desenvolupament de la zona milonítica en els gneiss infrajacentes.

En aquesta zona estan involucrats doncs els micasquistos de la cobertora i els diversos cossos de granitoids, granits i granodiorites principalment, emplaçats per damunt dels gneiss i al voltant de l'isograda de la biotita (AUTRAN et al. 1970). Això fa que la major part de les milonites pertanyin a la sèrie de les filonites o bé siguin milonites quarz feldespatiques derivades de roques inicialment isòtropes. Localment es possible observar els gneiss afectats per la milonitització (est de Nyer).

A) ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ

a) Esquistositat milonítica (Sm)

Les roques que formen la zona milonítica de Fontpedrosa-Nyer tenen una esquistositat milonítica (Sm) mesoscòpicament reconeixible i que és l'estructura dominant en aquesta zona. Aquesta esquistositat sovint esborra les estructures anteriors de les roques. Aquesta esquistositat sovint esborra les estructures anteriors de les roques. A nivell de mostra de ma en roques de gra fi (ultramilonites i filonites) està definida per un bandejat alternant de nivells més o menys rics en quars i en filosilicats. En les protomilonites i milonites quars-feldspàtiques la Sm està definida per l'orientació dimensional dels fenocristalls, de quars i/o de feldspat, i dels filosilicats. La seva penetrativitat és força variable i depèn fonamentalment de: a) intensitat de la deformació (la Sm és molt més penetrant en les ultramilonites que no pas en les protomilonites), i b) la composició i mida de gra inicial de les roques afectades, la Sm és més penetrant en les roques amb una menor mida de gra inicial o en aquelles amb un major contingut inicial en filosilicats.

En tota l'àrea estudiada presenta una orientació força constant. Té una direcció mitjana N080E i un cabussament variable entre els 40 i els 50° cap al nord (Fig. 40). Localment és subvertical o té un fort cabussament cap al sud (80-85°), en aquest cas pren una direcció al voltant de N100E. A l'acabament occidental de la zona, voltants de Fontpedrosa, la Sm pren una direcció més lleugerament NE-SW (050-080).

b) Lineación milonítica (Lm)

Damunt dels plans Sm es reconeix una lineació d'estirament definida per l'allargament dels porfiroclastos i una lineació mineralògica definida per la disposició dels filosilicats (visibles sobretot en les ultramilonites i algunes filonites). Ambdues estructures defineixen una Lm més ben desenvolupada en els nivells més fins, especialment evident en les milonites quarstiques. En conjunt la Lm té una direcció força constant, i cabussa entre 30 i 50° segons una direcció compresa entre 310-345 (Fig. 40). Quan la Sm és més redreçada la Lm presenta també cabussaments més elevats, entre 50 i 70°, segons la direcció 300 (Fig. 69). En algunes protomilonites, gorges de Nyer, s'ha reconegut un sistema d'estries paral·lel a la lineació damunt dels plans Sm.

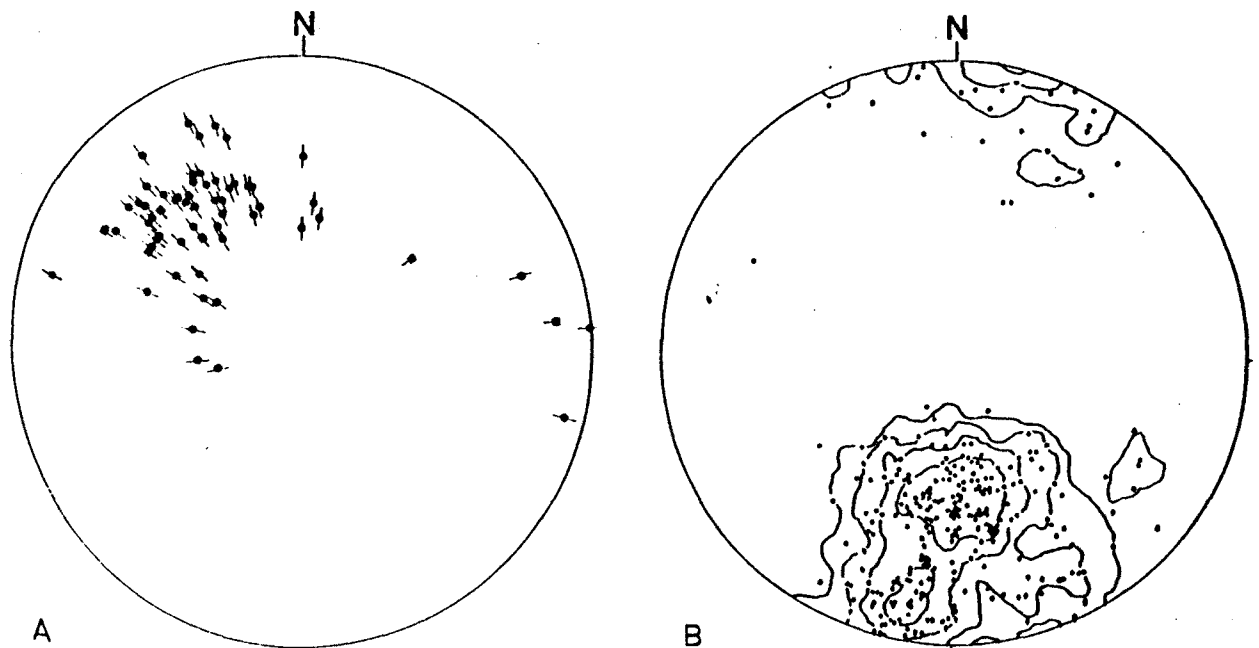


Fig. 40. Estructures menors de deformació de les milonites de Fontpedrosa-Nyer. A) — lineació milonítica 56 mesures, — eixos de plects sinmilonítics, 6 mesures. B) • esquistositat milonítica, 267 mesures, 1,2,4 i 8% .

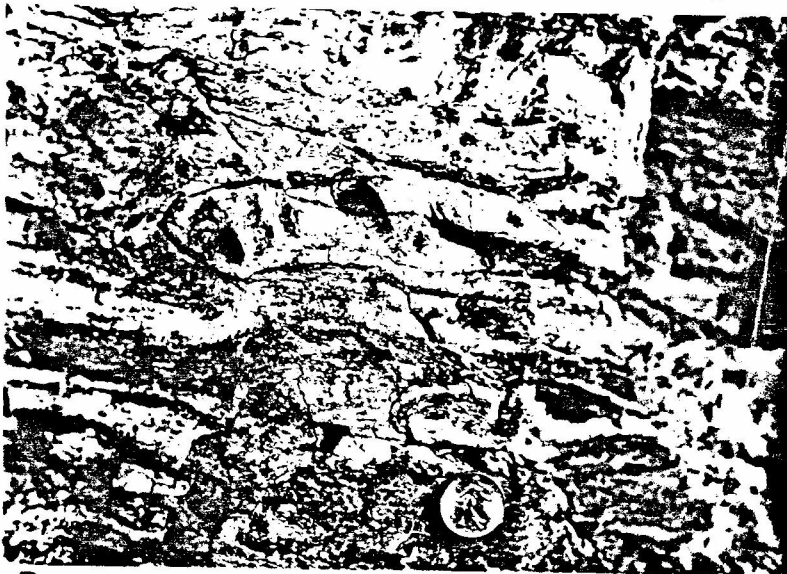
Fig. 41. Plecs sinmilonítics en les milonites de Fontpedrosa-Nyer. A i B) vetes de quars plegades en granit milonititzat. Gorges de Toès, C) Plecs en els marbres milonititzats de les gorges de Nyer. Els eixos es disposen paral·lels aproximadament a la lineació milonítica.

N-S



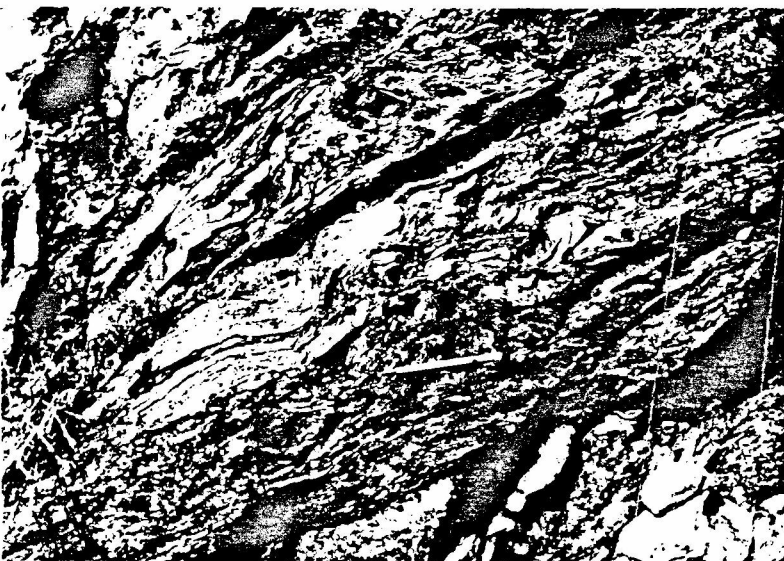
A

S-N



B

N-S



C

c) Plecs sinmilonítics (Bm)

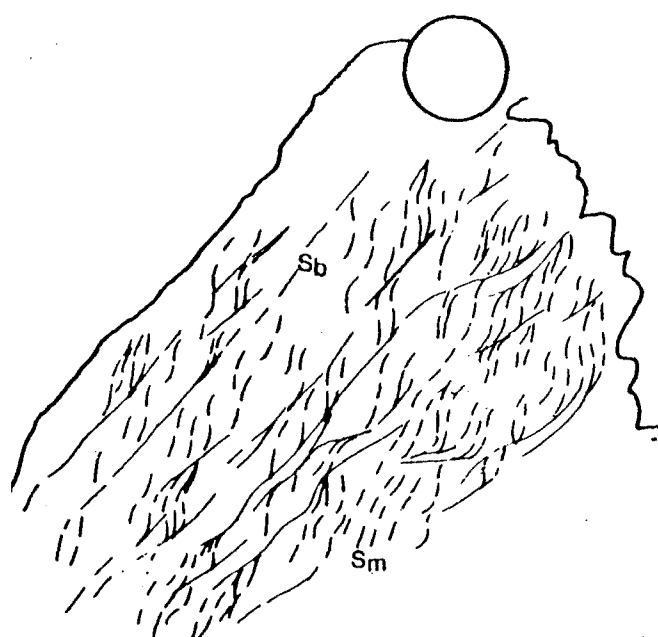
S'han reconegut plecs centimètrics a mètrics que tenen el pla axial aproximadament paral·lel a l'esquistositat milonítica. Estan definits per diversos elements: masses laminars de quars en els gneiss i els granitoids, bandejats litològics en els marbres, esquistositat regional en els gneiss, etc. Presenten una geometria variable. En general són plecs de tipus recumbent, amb tendència isoclinal i a presentar les xarxeres engruixides. Tenen una vergència aparent cap al sud i el seu eix tendeix sovint a ser paral·lel a la direcció de la Lm. Sovint estan fracturats, resultat probablement d'haver sofert processos de boudinatge en progressar la deformació, o bé degut a la geometria discontinua inicial dels cossos plegats.

d) Boudins i shear bands

Els gneiss i els granitoids milonitzats presenten sovint boudins disposats paral·lelament a la Sm que estan formats per cossos de composició pegmatítico-aplítica o bé per vetes i filons de quars. (Fig.42 A) La formació d'aquestes estructures, compatibles amb un escurçament perpendicular a l'esquistositat, fóra sincrònica a la milonitització, i es podria relacionar amb el contrast de competència que tenen aquests cossos respecte la resta de la roca durant la deformació. D'altra banda les filonites, ultramilonites i algunes milonites quars-feldspàtiques presenten uns plans espaiats d'esquistositat disposats obliquament a la Sm formant un angle de 30° aproximadament. Si aquests plans d'esquistositat espaiada secundària són molt penetrants poden provocar la transposició de la Sm, i la roca adopta aleshores un aspecte "crenulat" característic. En alguns casos es reconeixen dos d'aquests



A



B

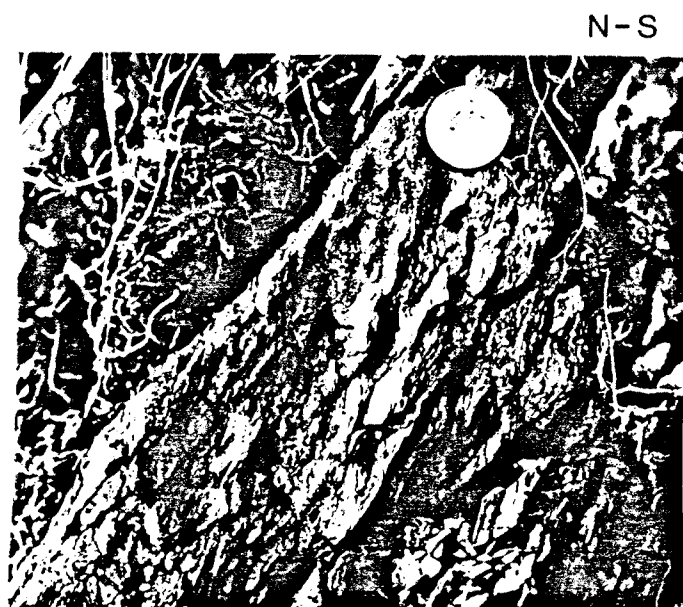


Fig. 42. A) Cossos de pegmatita boudinats que adopten disposicions paral·leles a l'esquistositat en les milonites de les Gorges de Toès. B) Shear bands "inverses" en filonites que deriven d'esquistos milonititzats, poden arribar a transposar l'esquistositat milonítica. Voltants de Prats de Balaguer.

sistemes de plans que presenten aleshores una disposició aparentment conjugada. Aquestes estructures han estat anomenades "Shear bands" o "extensional crenulation cleavage". De la mateixa manera que els boudins, han estat interpretades com a resultat d'una forta extensió paral·lela a l'esquistositat (WATTS i WILLIAMS, 1979; WHITE, 1979; PLATT i VISSERS, 1980; WHITE et al. 1980; PASSCHIER, 1982). La formació d'aquests plans de crenulació "extensiva" reflectiria una situació de "strain softening" en estadis deformatius avançats, i es formarien un o dos sistemes de plans segons l'orientació de la direcció d'escurçament de l'elipsoid de deformació finita respecte els plans d'anisotropia preexistents. En aquesta zona les shear bands es formen quan la S_m té un cabussament superior als 60° . Si hi ha una sol sistema de plans aquest és compatible amb el sentit de moviment invers deduït pel conjunt de la zona milonítica (SIMPOSON i SCHMID, en premsa).

B) MICROSTRUCTURA

Les milonites quars-feldspàtiques

Tenen una microestructura porfiroclàstica, resultat d'una reducció generalitzada de la mida de gra i de la formació d'una esquistositat que envolta els porfiroclastos més resistents. Aquests processos estan acompanyats d'una sèrie de transformacions mineralògiques i per l'adquisició d'una o. c. p. del quars.

En funció de la proporció porfiroclastos/matriu es distingeixen des de protomilonites fins a ultramilonites. La major part d'aquests porfiroclastos són cristalls allotriomorfs de mida variable de feldspat potàsic i de plagiòclasi. Aquests elements actuen com a cossos

rígidis durant la deformació i que presenten un notable contrast de competència amb la resta d'elements presents en la roca inicial. Tenen un comportament de tipus fràgil, presenten nombroses esquerdes, sovint en forma de dos sistemes disposats més o menys simètricament respecte l'esquistositat. Aquests sistemes d'esquerdes originen : a) Reducció de la mida de gra dels fenocristalls, b) Rotació d'aquests fenocristalls si un d'aquests sistemes està més ben desenvolupat, o bé si ambdós tenen orientacions diferents respecte l'esquistositat, c) Lliscament segons aquests plans de fragments de cristalls, i d) Microboudinatge (Pull-apart textures) dels fenocristalls que adopten formes allargades paral·leles a l'esquistositat (Fig. 50 D). Es freqüent que aquestes esquerdes siguin omplertes per clorita, calcita i quars. A la vegada es formen ombres de pressió (Strain shadows) als extrems dels cristalls on s'hi poden situar fragments arrancats dels mateix cristall (Plucked boundary texture), fragments d'altres i on hi pot recristal·litzar el quars. L'asimetria respecte el fenocristall que sovint tenen aquestes estructures, dona a vegades indicacions contradictòries a nivell d'una mateixa làmina prima pel que fa al sentit de moviment damunt dels plans d'esquistositat.

La formació d'ombres de pressió, les fractures que provoquen una extensió paral·lela a l'esquistositat i l'arrancament de fragments dels fenocristalls tendeixen, en augmentar la deformació, a variar la forma dels fenocristalls, a disminuir la seva mida de gra, i fa que adoptin formes "lenticulars" amb una direcció d'elongació màxima paral·lela aproximadament a l'esquistositat.

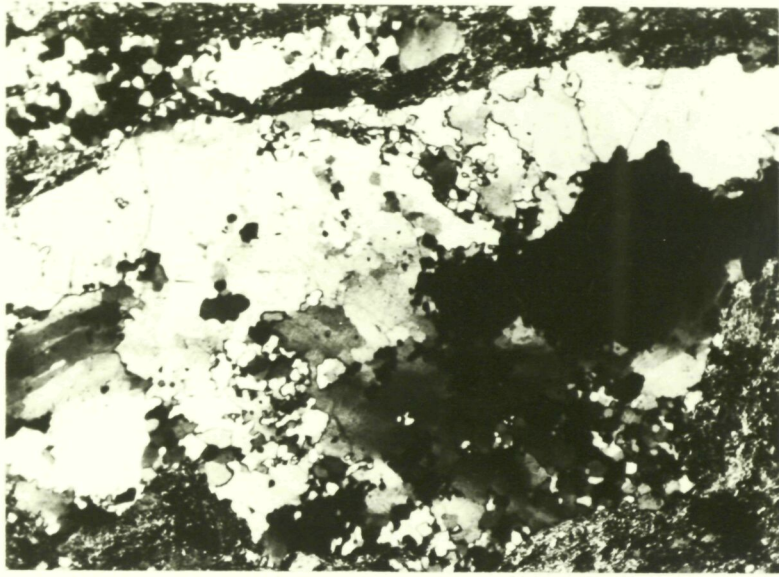
En estadis creixents de deformació s'observa un reemplaçament progressiu del feldespat potàsic i de la plagiòclasi per filosilicats (sericita i miques blanques).

Els grans de plagiòclasi presenten, en els primers estadis deformatius, un comportament més plàstic que els de feldspat potàsic. És freqüent la formació de plectes de tipus kink en aquells individus que presenten macles polisintètiques ben desenvolupades (Fig. 51C). En general tenen una major resistència a la deformació, ultrapassat però un cert estadi es comporten d'una manera molt semblant als grans de feldspats potàsic. Es característica la seva alteració a moscovita-miques blanques, i en alguns casos a epidota-clinozoisita.

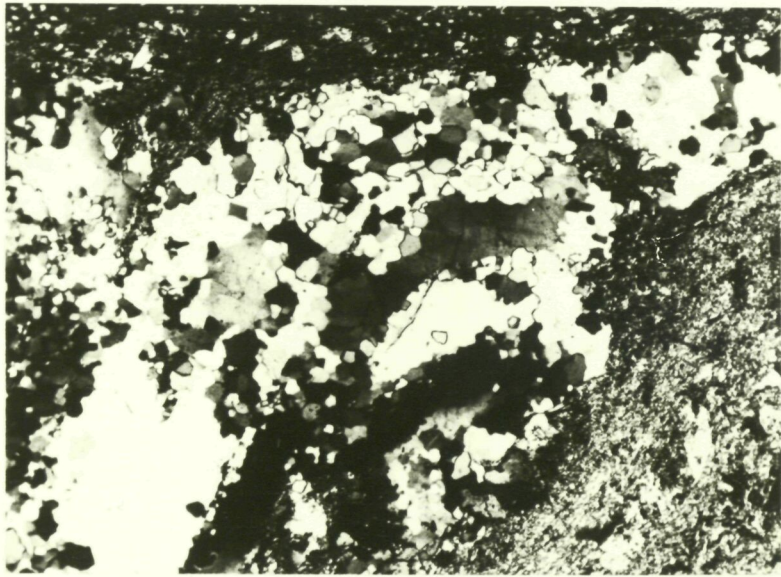
Les miques més abundants en aquestes milonites són la clorita i la moscovita, i en menor proporció la biotita. Es tracta de minerals molt sensibles a la deformació, que omplen esquerdes o ombres de pressió dels fenocristalls o bé es situen segons els plans d'esquistositat. La moscovita és més resistent a la deformació que la biotita, que només es reconeixible generalment en els estadis protomilonítics. Ambdues presenten kinks que afecten l'exfoliació principal (001) i fortes extincions ondulants. Solen adoptar formes lenticulars (Fig.51A), asimètriques si estan disposades oblicuament a l'esquistositat, i als seus extrems es formen també petites ombres de pressió. Teòricament a partir d'aquesta disposició asimètrica és possible deduir també el sentit de moviment damunt dels plans d'esquistositat. La major resistència a la deformació de la moscovita i la neoformació d'aquest mineral a partir dels feldspats, origina que aquest mineral sigui molt freqüent en els estadis milonítics i ultramilonítics, mentre que la biotita tendeix a desaparèixer.

A títol orientatiu es poden establir una

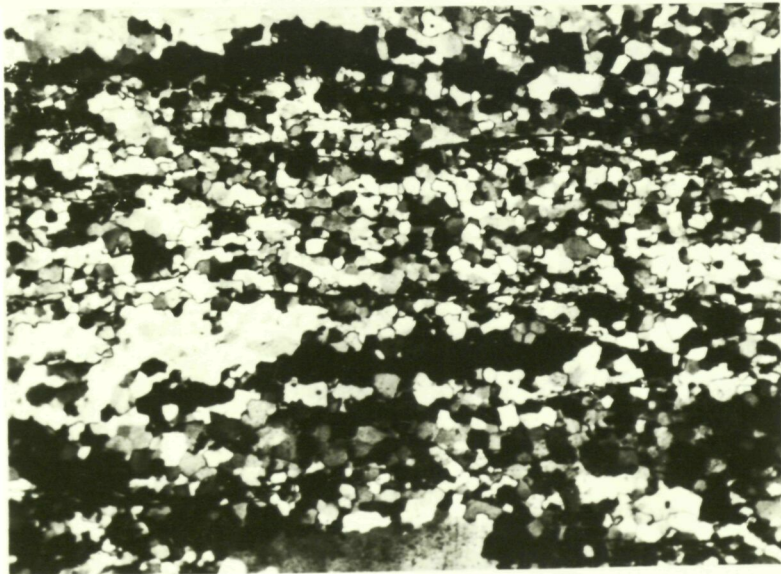
Fig. 43. Reducció progressiva de la mida de gra del quars per recristal·lització dinàmica en una milonita quars-feldspàtica. Gorges de Nyer. A) Formació restringida de nous grans amb mida molt menor a les vores de gra dels porfiroclastos. Aquests presenten vores irregulars i extinció ondulant. B) La recristal·lització està més desenvolupada. Els grans vells estan envoltats totalment per nous grans poligonals, C) Els grans nous són predominants. Formen agregat granoblàstic en el qual pràcticament no es reconeixen restes dels cristalls inicials. Totes les fotografies són fetes amb nícols encreuats (escala 1mm).



A



B



C

sèrie d'estadis successius en el comportament d'aquests minerals durant un procés de deformació progressiu, en aquest cas milonitització, de la roca inicial: a) Formació de kinks en les biotites i moscovites, fracturació de les biotites, b) Fracturació de la moscovita, adopció de formes sigmoidals dels porfiroclastos, neoformació de clorita i moscovita a partir de biotita i dels feldspats, c) Fracturació de la moscovita de neoformació, formació d'agregats de mida de gra molt petita que defineixen l'esquistositat.

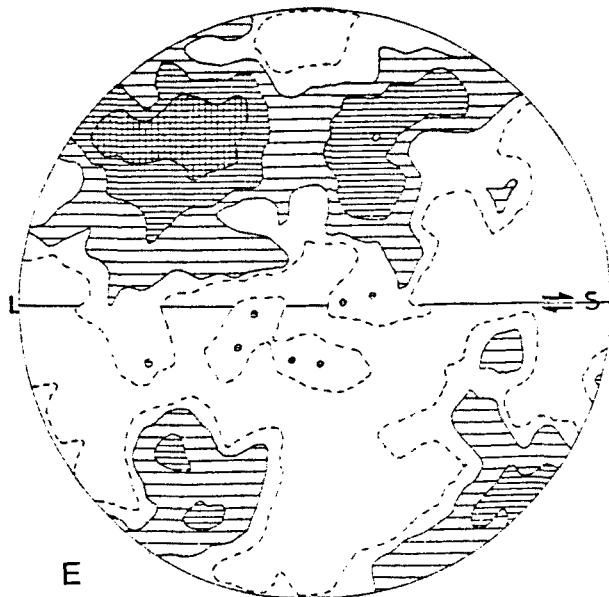
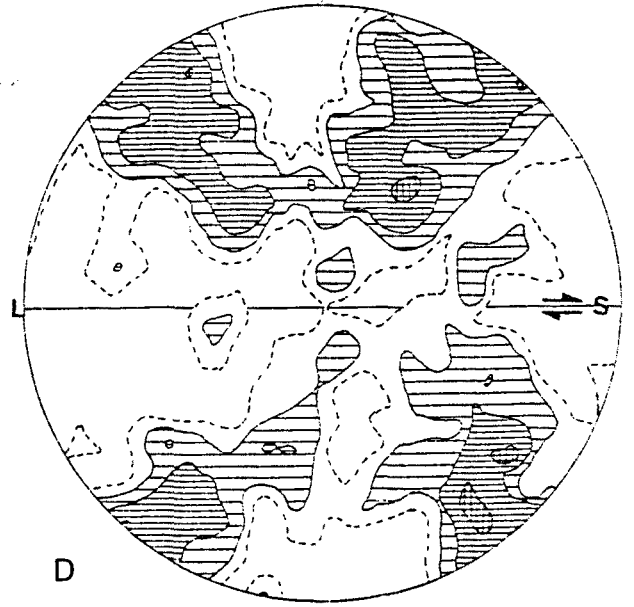
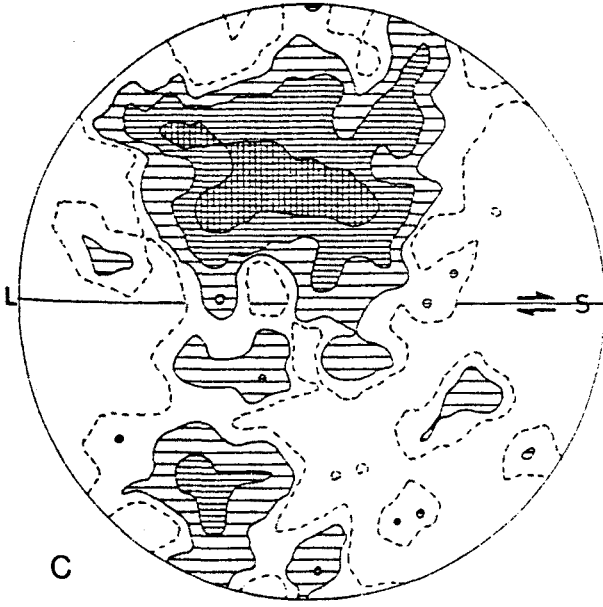
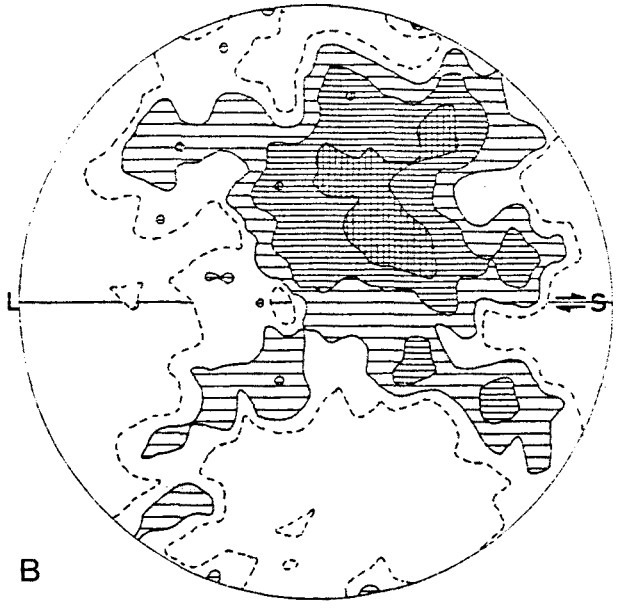
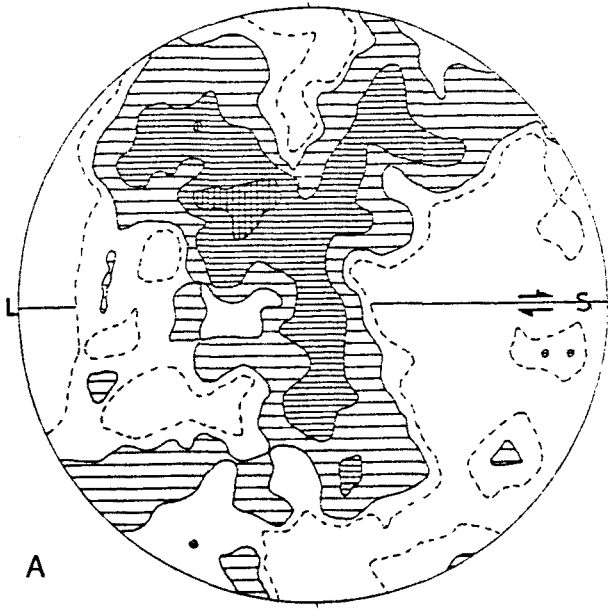
En aquells casos, leucogranits i pegmatites, en què inicialment els minerals filitosos són relativament escassos la microestructura resultant té un caràcter més fràgil, l'esquistositat està menys ben definida i la roca no presenta bandejats alternants.

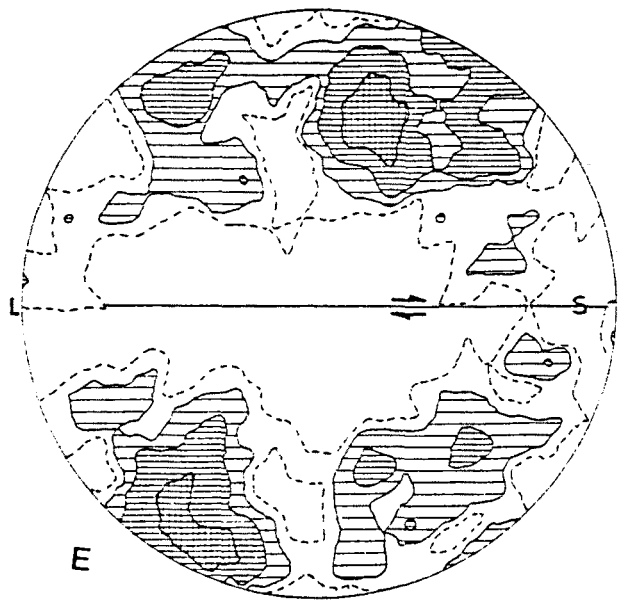
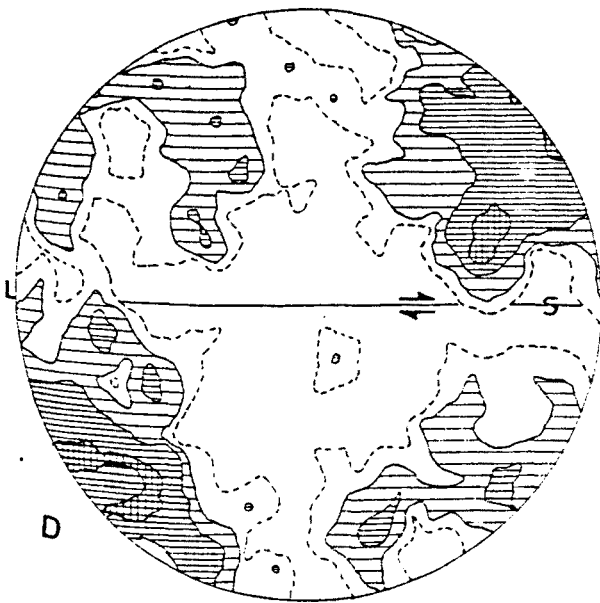
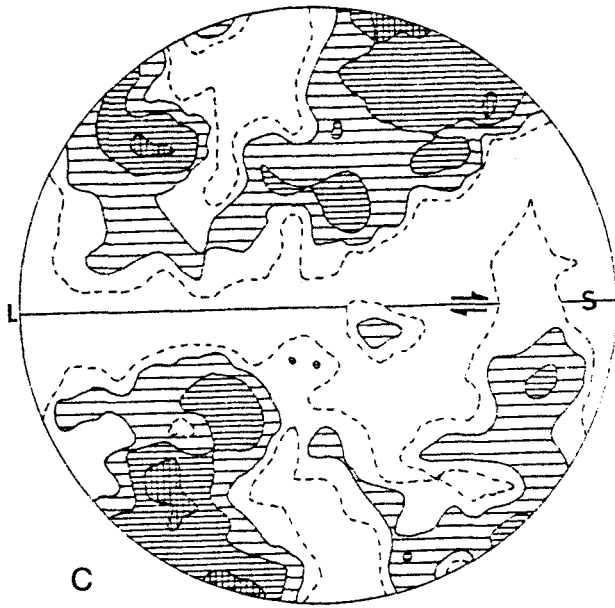
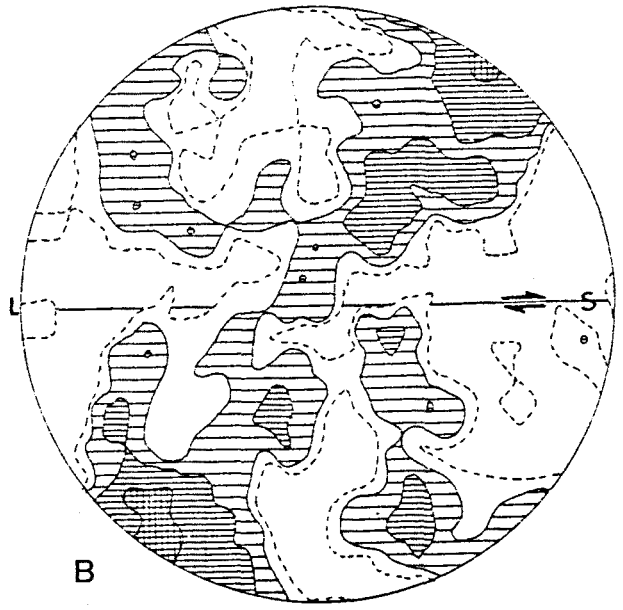
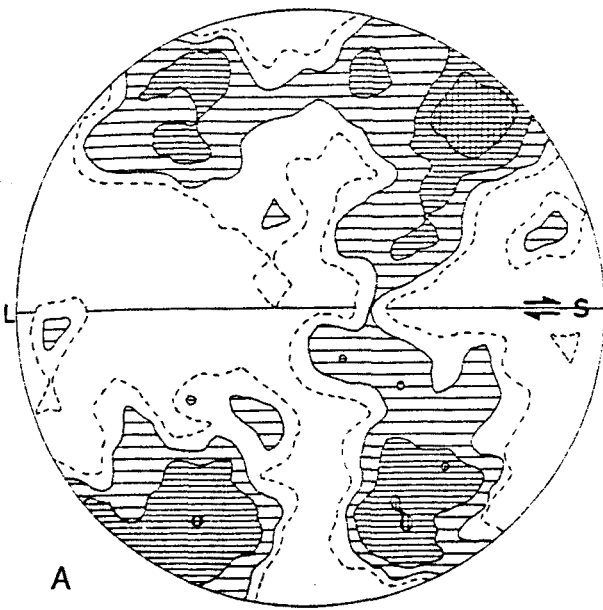
El quars

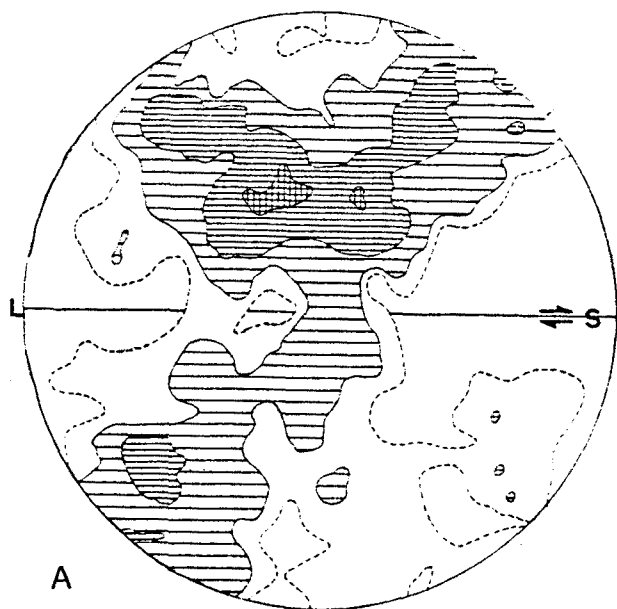
El quars sofreix una reducció de mida de gra per recristal·litització dinàmica. Els nous grans que es formen tenen una microestructura granoblàstica poligonal i són, a nivells d'una mateixa làmina, força equidimensionals. Els processos de recristal·litització tenen un desenvolupament en les diverses mostres estudiades molt irregular. Així mentre en moltes protomilonites els nous grans són predominants, en algunes milonites es reconeixen encara nombrosos grans vells. Aquests tenen formes irregulars, vores serrades i fortes extincions ondulants, presenten estructures tipus "Core and mantle" (WHITE, 1976). La formació dels nous grans comença a les vores dels grans vells o bé als seu interior, en una sèrie de bandes que fan que aquests agafin formes allargades paral·leles a l'esquistositat (Fig.43). El resultat final és la formació d'un mosaic de grans poligonals, en les milonites quarsítiques, o bé la formació d'una sèrie d'agregats més o menys

Fig. 44. Orientació cristal·logràfica del quars de les milonites quarsfeldspàtiques de les gorges de Toès (200 mesures, 0, 5-disc. - 1, 2 i 4%).

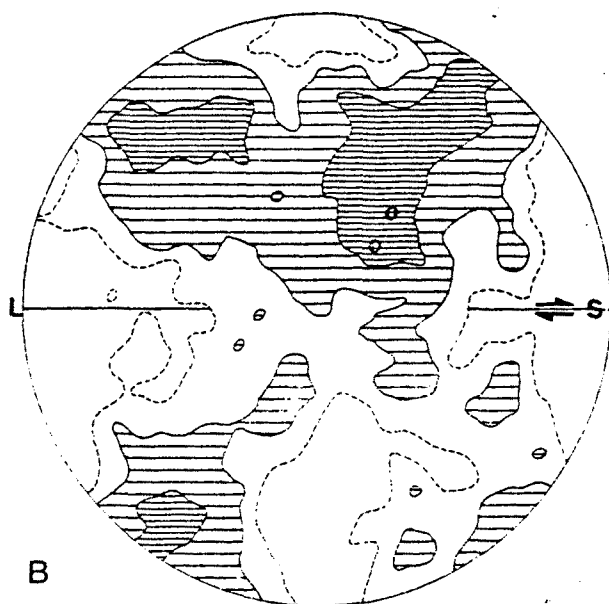
Fig. 45. Orientació cristal·logràfica del quars de les milonites quarsfeldspàtiques de les gorges de Nyer (200 mesures, 0, 5 - disc. - 1, 2 i 4%).







A



B

Fig. 46. Diagrames globals elaborats a partir d'alguns dels diagrames de fàbrica de les figures 44 (A) i 45 (B) (600 mesures, 0,5 -disc.-, 1,2 i 4%).

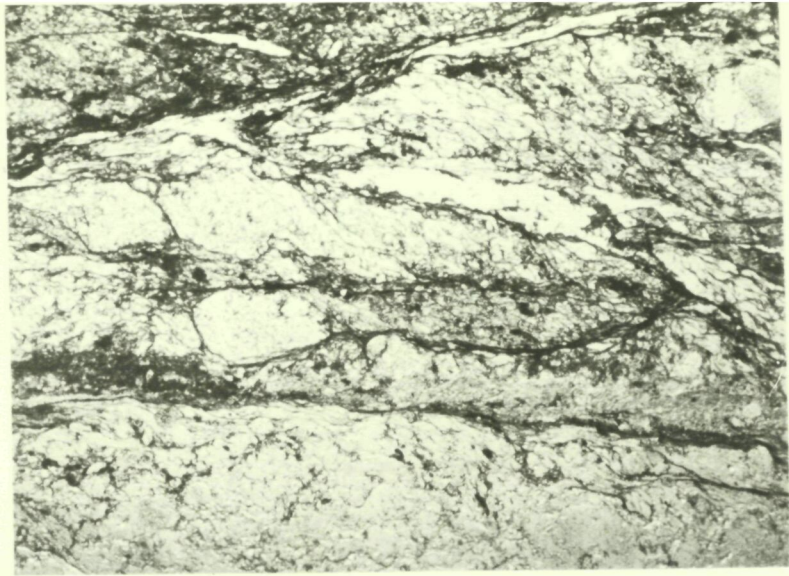
lenticulars allargats i envoltats per nivells més rics en filosilicats en les milonites quars-feldspàtiques (Figs. 50D).

Els grans nous mostren una o.c.p. molt variable en les diverses mostres estudiades. Alguns diagrames mostren distribucions aproximadament simètriques al voltant del pla mig d'esquistositat (S en els diagrames), mentre que en altres els eixos c presenten distribucions simètriques. Hi ha també variacions en la situació dels màxims respecte l'esquistositat, en la seva inclinació, i en el nombre de màxims. Tot plegat fa que el conjunt de diagrames no siguin fàcilment interpretables. Tanmateix es poden apuntar algunes observacions: a) Tret d'un cas (Fig. 44E) les distribucions asimètriques obtingudes (Fig. 44i45) presenten sempre el mateix sentit d'asimetria respecte l'esquistositat i la direcció de la lineació milonítica. Aquestes distribucions en principi són compatibles amb un moviment de cisalla "invers" per al conjunt de la zona milonítica. b) En les protomilonites (Fig. 45Di E) els màxims estan més desconnectats mentre que en les ultramilonites i les milonites quarsítiques (fig. 45AiB) els màxims tendeixen a definir una o dues garlandes obliqües o creuades respecte l'esquistositat, c) A la figura 46 s'han representat dos diagrames sintètics elaborats a partir d'alguns diagrames de fàbrica milonites de les gorges de Nyer i de Toès. Aquests diagrames globals mostren també una distribució asimètrica : els màxims formen una mena d'Y creuada i obliqua a l'esquistositat.

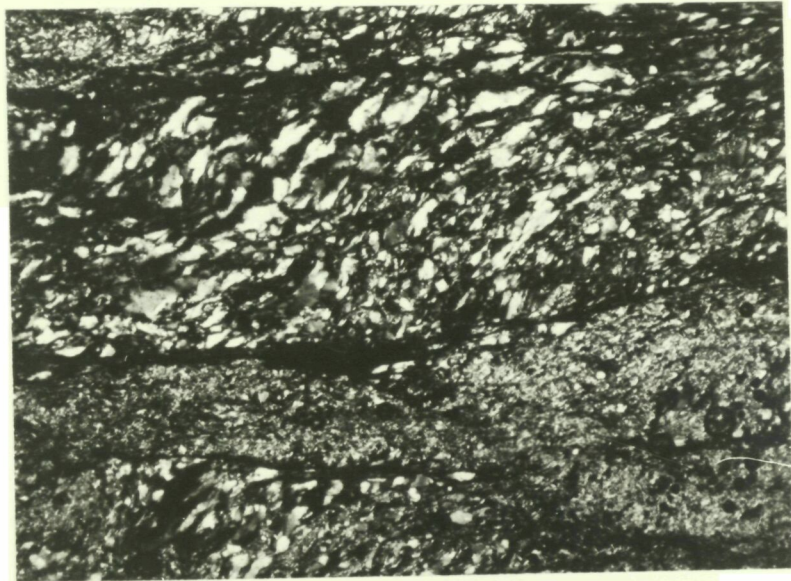
Les bandes cataclàstiques

Algunes ultramilonites presenten unes estretes bandes (0,2 - 4 mm) subparal.leles a l'esquistositat. Aquestes bandes estan formades per una matriu afanítica gris-fosca en la que destaquen clastos angulosos-subangulosos de mida variable dels elements que defineixen

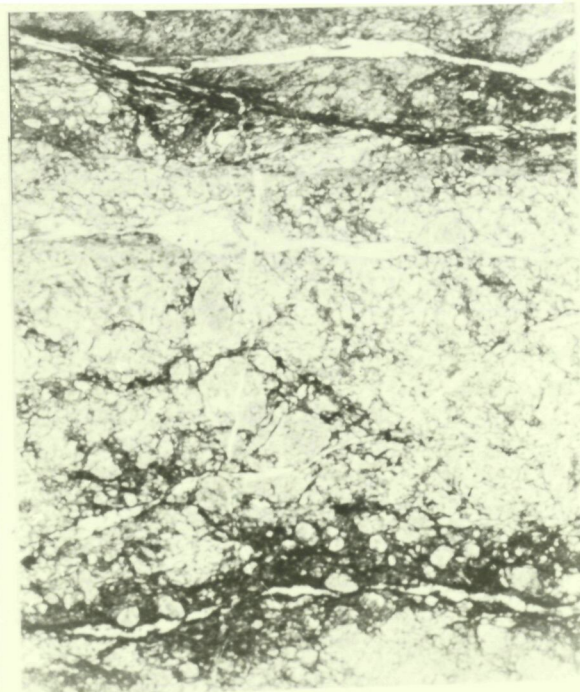
Fig. 47, A) Aspecte "desorganitzat" de l'esquistositat milonítica en les ultramilonites de les gorges de Toès. Nícols paral·lels (escala 0,1 mm), B) Plans obliques a la Sm i quars allargat, obliquo també a la Sm. Ultramilonita de les gorges de Toès. Nícols encreuats (escala 0,1 mm), C) Banda cataclàstica subparal·lela a la Sm. Ultramilonita de les gorges de Toès. Nícols paral·lels (escala 0,1 mm).



A



B



C

l'esquistositat milonítica (fragments de ribbons de quars, de feldspats, etc.) (Fig.47C). Aquestes estructures poden ser interpretades com a bandes cataclàstiques-ultracataclàstiques formades posteriorment a l'esquistositat. Cal notar també que algunes ultramilonites (gorges de Toès) presenten un aspecte més cataclàstic i "desorganitzat", com a resultat de la presència d'un sistema de plans obliquos a l'esquistositat i que tallen els ribbons i els nivells més rics en filossilicats. Els grans nous de quars adopten aleshores formes lleugerament allargades obliques també a l'esquistositat milonítica (Fig.47B). En conjunt aquestes estructures s'haurien format posteriorment a l'esquistositat degut a : a) un aconeteixement deformatiu posterior al que donaria lloc a la formació de la gran massa de milonites, i b) una situació de deformació progressiva cada cop en unes condicions més superficials. Encara que es difícil pronunciar-se sobre aquesta qüestió hi ha una sèrie d'observacions que reforcen la segona possibilitat : 1) Aquestes estructures es desenvolupen tan sols en roques de gra molt fi (ultramilonites), 2) Durant la seva formació el quars es deforma plàsticament (canvi de forma de grans inicialment poligonals), 3) En algunes mostres s'observa la coexistència de les bandes cataclàstiques, els plans obliquos i els grans de quars allargats, 4) La formació d'aquestes estructures podria relacionar-se amb la del sistema de shear bands visible sobretot en les filonites i ultramilonites. Segons això les ultramilonites podrien actuar com a zones de "debilitat preferent" en les que posteriorment es concentrés la deformació. Una situació d'aquest estil ha estat descrita en nombroses zones milonítiques, en les que una deformació continua en condicions cada cop més superficials, produeix d'una banda la concentració de la deformació en zones localitzades i estretes, i per un altre costat origina que cada cop predominin els mecanismes deformatius de tipus fràgil (PASSCHIER, 1982: SIMPSON et al., 1982).

Si considerem a la zona milonítica de Fontpedrosa-Nyer com una gran zona de cisalla amb un moviment fonamentalment invers, el mateix moviment al llarg d'aquesta zona podria satisfer aquesques condicions, ja que provocaria un aixecament general dels materials que es deformarien per tant cada cop en unes condicions més superficials.

Transformacions mineralògiques associades a la milonitització.

La característica més destacada d'aquestes roques és la presència en moltes mostres de calcita de neoformació i l'existència de milonites formades gairebé exclusivament per quars i per filosilicats. La calcita forma agregats granoblàstics paral·lels a l'esquistositat. Els cristalls solen tenir una mida de gra força variable però en general més gran que el quars (fins 1 mm); presenten signes de deformació intracristal·lina (extincions ondulats i nombrosos kinks). La calcita es troba també en les ombres de pressió dels feldspats i dels ribbons de quars, o bé omplint esquerdes a l'interior dels fenocristalls. S'ha detectat en roques amb mida de gra molt variable (protomilonites-ultramilonites). En alguns casos la presència de la calcita impedeix la deformació del quars (Fig. 50A) que forma porfiroclastos amb una recristal·lització molt restringida envoltats per calcita i que tenen una mida de gra que contrasta amb la dels grans nous. Probablement la calcita actui com un "coixi" absorbint la deformació als voltants d'aquests porfiroclastos. Totes aquestes observacions suggereixen que la formació d'aquest mineral és sincrònica amb la milonitització i que fa aparició a partir dels primers estadis deformatius.

Algunes milonites derivades de roques de composició granítica estan formades gairebé exclusivament

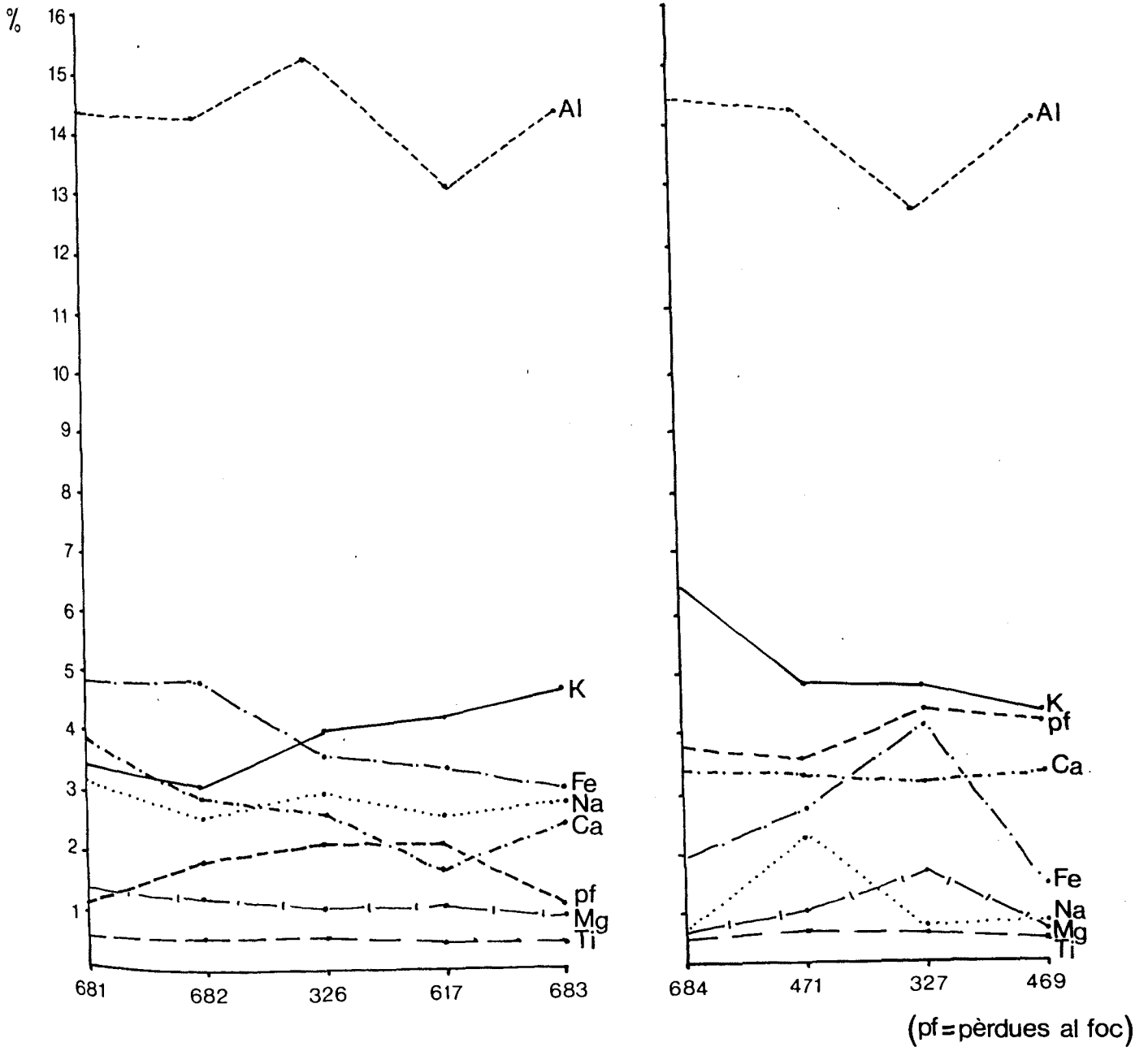


Fig. 48. Anàlisi química de roca total d'algunes milonites de les gorges de Nyer. 681, 682, 326, 683: protomilonites i milonites quars-feldspàtiques, 684, 471: protomilonites i milonites amb un elevat contingut en filosilicats, 327 i 469: milonites formades per quars, calcita i moscovita fonamentalment, i per clorita, albïta i microclina en menor proporció.

per quars i per agregats de filosilicats; tenen també calcita però en menor proporció (gorges de Nyer). El quars forma fenocristalls amb extinció ondulant, vores serrades i presenta processos de formació de subgrans i de recristal·lització amb un grau de desenvolupaments molt irregular. La calcita en aquestes roques es localitza a les ombres de pressió d'aquests fenocristalls o bé forma petits agregats lenticulars allargats. Els filosilicats tenen una mida de gra molt petita i formen una matriu que envolta els cristalls de quars. En aquesta matriu destaca algun cristall aïllat de moscovita i la presència d'una mena metàl·lica opaca, probablement ilmenita o maquetita que forma bandes paral·leles a l'esquís tositat. No tenen biotita. S'ha analitzat per difracció de raig X dues d'aquestes milonites (mostres números 327 i 469) per tal d'identificar els filosilicats. Aquestes anàlisis mostren que aquestes roques estan formades fonamentalment per: quars, calcita i moscovita, i que presenten en molta menor proporció clorita, albita i microclina. Per difracció no s'ha pogut identificar, els minerals opacs. Presenten doncs paragenesis típiques d'alteracions hidrotermals de baixa temperatura, però en aquest cas les relacions microestructurals indiquen que la formació d'aquest tipus d'associacions minerals és contemporània amb la milonitització.

La presència dels agregats de moscovita es dona en roques amb un grau de deformació molt variable (si considerem el quars com element de referència). Com en el cas de la calcita això podria indicar que les transformacions mineralògiques tenen lloc ja en els primers estadis deformatius; la formació d'aquests filosilicats fora a més un fenomen localitzat i amb un grau de desenvolupament molt diferent, si considerem per exemple una zona milonítica de dimensions mètriques.

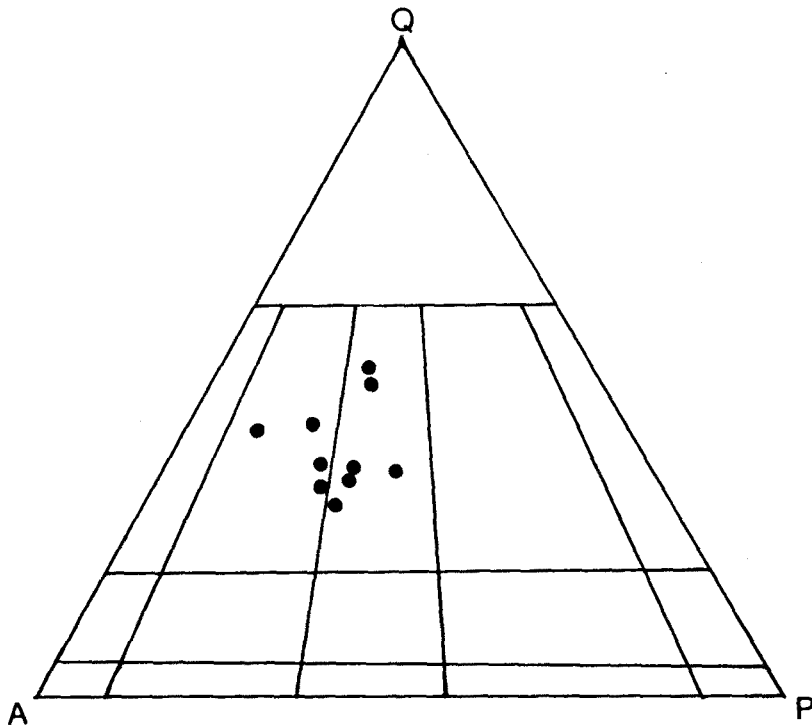


Fig. 49. Situació en un diagrama Q.A.P. de les mostres analitzades representades a la figura 48.

La calcita és freqüent també en els gneiss milonititzats de la vall del Llec (5.1.2.) GEYSANT et al (1980) interpreten que la formació d'aquest mineral és relacionable amb un procés d'albitització de les plagiòclasi, procés afavorit per la presència d'una fase fluida rica en CO₂. BEACH (1980) proposa una sèrie de reaccions per a la formació de calcita i de filosilicats a partir de feldspat potàsic i de plagiòclasi en gneiss granítics deformats en condicions retrògrades. BOSSIÈRE I BAUCHEZ (1978) descriuen també detalladament la formació de filosilicats a partir de feldspat i plagiòclasi. En qualsevol cas la formació de calcita i dels filosilicats en aquestes roques caldria relacionar-la amb l'actuació durant la deformació d'una fase fluida rica en CO₂ com indiquen: a) les relacions microestructurals entre aquests minerals i la resta de components de la roca, b) el desenvolupament local que tenen algunes d'aquestes transformacions, i c) el que aquestes transformacions es produeixin ja en els primers estadis deformatius. Aquestes dues darreres característiques són típiques de les transformacions retrògrades associades a una cir-