

**Departament de Cristal·lografia,
Mineralogia i Dipòsits Minerals.**

**GEOLOGIA I METAL·LOGENIA DEL
CONTACTE SUD DEL GRANIT
D'ANDORRA (PIRINEU CENTRAL).**

Albert SOLER i GIL

Gener 1990

3.- LA GEOMORFOLOGIA I ELS MATERIALS QUATERNARIS.

L'interès d'aquest capítol, es la comprensió dels dipòsits quaternaris, cara a la posterior interpretació en el capítol n° 5 dels resultats de la campanya de prospecció estratègica a la plana.

3.1.- El modelat i les formes geomorfològiques

3.1.1.- El modelat preglacial.

Ben solts als autors que assenyalen l'existència de restes de nivells d'aiguatge que corresponen a antigues superfícies d'erosió: Boissvain (1934), Fanchalet (1937), Girat (1937), Masseron (1944), Barbeviel (1949), Viers (1953), Sorrat (1977), Soubate (1984) i Gourinard i Baudet (1980).

3.- LA GEOMORFOLOGIA I ELS MATERIALS QUATERNARIS.

En nombroses les superfícies identificades a l'àrea d'estudi, entre elles destaquem les de la Tossa Plana de Lles - Pic de Sirvant, la del Coll de Colomé, Pla de Talitandra, Serra de la Vellota - Puig Pinedo, Ardevol, Lles - Travasseres - Mussar, Ariatol, Solvach, Toloria i Vilanova (Foto 3.1).

Aquestes superfícies d'aiguatge presenten una clara indiferència al suport litològic, trobant-se desenvolupades sobre materials d'edat i litologies diverses. Consisteixen en una sèrie de regions situats a diferents altituds topogràfiques, amb extensions diverses.

Quan aquestes superfícies es troben sobre els materials equívocs, d'edat pre-cambriana o terciària superior, els espais solen presentar una

3.- LA GEOMORFOLOGIA I ELS MATERIALS QUATERNARIS.

L'interès d'aquest capítol, es la comprensió dels dipòsits quaternaris, cara a la posterior interpretació en el capítol nº 6 dels resultats de la campanya de prospecció estratègica a la batea.

3.1.-El modelat i les formes geomorfològiques heretades.

3.1.1.- El modelat preglacial.

Són molts els autors que assenyalen l'existència de restes de nivells d'aplanament que corresponen a antigues superfícies d'erosió, Boissevain (1934), Pannekoek (1937), Birot (1937), Nussbaum (1946), Hartevelt (1970), Viers (1973), Serrat (1977), Soutadé (1980) i Gourinard i Bandet (1980).

Aquestes superfícies són fàcilment identificables tan al camp com amb fotografia aèria, consisteixen en superfícies força amb un cabussament lleu.

Són nombroses les superfícies identificades a l'àrea d'estudi, entre elles destaquem les de: la de la Tossa Plana de Llès - Pic de Sirvent, la del Calm Colomé, Pla de Talltendre, Serra de la Vellea - Puig Punsó, Ardovòl, Llès - Travesseres - Musser, Aristot, Reixach, Toloriu i Vilanova (Foto 3.1).

Aquestes superfícies d'aplanament presenten una clara indiferència al suport litològic, trobant-les desenvolupades sobre materials d'edats i litologies diverses. Consisteixen en una sèrie de replans situats a diferents altituds topogràfiques, amb extensions diverses.

Quan aquestes superfícies és troben sobre els materials esquistosos d'edat pre-caradociana o Ordoviciana superior, els esquistes solen presentar una

coloració vermellosa deguda a una incipient oxidació. Pel contrari quan es desenvolupen sobre els materials plutònics, aquests solen presentar una alteració a sauló molt intensa que comença a desenvolupar-se a partir dels plans de diaclasi, donant lloc a la disjunció bolar de la granodiorita. Aquesta alteració a sauló dona a la roca una coloració marronosa.

Són moltes les opinions sobre l'edat d'aquestes superfícies erosives, generalment els autors parlen de diferents edats per diferents superfícies així Boissevain (1934) parla del nivell d'erosió de les Crestes (Sup Tossa Plana) a la que dona una edat d'Eocè alt, mentre que Pannekoek (1937) li dona una edat de Miocè alt. Nussbaum (1946) la correla amb la seqüència conglomeràtica de l'Eocè sup. - Oligocè inf. del sud del Cadí. Per la superfície de Vilanova, Boissevain (1934) i Pannekoek (1937) li suposen una edat pliocena, Birot (1937) li suposa una edat miocena superior i Nussbaum (1946) l'asimila al Oligocè alt - Miocè baix. Gourinard (1980) en base a dades paleontològiques troba una edat oligo-aquitana coincident amb Nussbaum (1946).

*** Una única peneplana o diverses ?**

Soutadé (1980), suposa la impossibilitat de l'existència d'una peneplanització generalitzada, ja que en els materials neògens són corrents els materials conglomeràtics mal treballats que indicarien deformacions locals. Gomez Ortiz (1987), apunta cap a un basculament generalitzat en direcció a la cubeta de la Cerdanya, durant l'enfonsament d'aquesta quan el relleu ja deuria oferir un grau de maduresa avançat. El basculament de blocs que produïria l'enfonsament de la depressió de la Cerdanya, donaria lloc al basculament de la superfície que facilitaria la formació de superfícies més aplanades i anivellades.

Com veurem a l'apartat 3.4, el moviment de la falla de Tet, condiciona la formació al Miocè de la depressió tectònica de la Cerdanya i de l'Urgell, donant lloc a un basculament de blocs, que molt bé podria explicar l'existència de diverses superfícies erosives a diferents altituds, partint d'una única superfície erosiva, que podria estar associada al substracte dels materials neògens de la depressió de la Cerdanya.

Cal remarcar que part de l'alteració de la granodiorita a sauló és produïda durant aquesta peneplanització, ja que com veurem al següent apartat del modelat glacial, al fons de les valls la granodiorita està fresca i sols mostra el polimentat degut al pas de les glaceres.

3.1.2.- Les formes i el modelat glacial.

Per la situació dels dipòsits, llur morfologia i característiques petrogràfiques podem distingir clarament tres episodis, ja esmentats per Gómez Ortiz (1980). El primer i més antic resta reflectit per les morrenes més allunyades dels circs, aquestes coincideixen amb l'avanç màxim del glaç. El segon correspon als arcs intermedis que es situen rera les morrenes del primer episodi i que correspondrien a les diferents pulsacions de les glaceres durant llur retrocès. El tercer episodi, és caracteritzat per les geleres rocalloses que es situen a l'interior dels circs. Segons Gómez Ortiz (1980), els dos primers episodis correspondrien cronològicament al Würm, mentre que el tercer seria tardiglacial.

Les llengües de les glaceres s'encaixen a les xarxes fluvials existents, remodelant les valls en la típica secció en "U". Localment, i preferentment a l'interior dels circs, es formen cubetes de

sotaexcavació. Aquestes cubetes, actualment es troben transformades en cubetes lacustres (estanys) (Foto 3.2), algunes de les quals han estat totalment reblides per material al·luvial i/o fluvio-glacial (Foto 3.3).

La meteorització del batòlit granític es anterior als episodis glacials com mostra el polimentat glacial de la granodiorita a les valls i la forta meteorització a sauló en els sectors d'intravalls. Fet ja observat per Lagasquie (1984).

3.1.3.- Els materials glacials.

Presenten un desenvolupament força important a la part nord de l'àrea d'estudi. Els circs glacials s'encaixen a les superfícies erosives, segurament les glaceres es deurién instal·lar quan ja existia una xarxa fluvial encaixada a la peneplana.

La glacera que va arribar més al sud es la de la Llossa, que presenta dues morrenes laterals prop del poble de Viliella, a 1.240 m d'altitud. Aquesta glacera va ésser la de major longitud durant la màxima extensió dels gels. Cap de les glaceres instal·lades a l'àrea durant les glaciacions va aconseguir arribar a la Vall del riu Segre. Segons Gómez Ortiz (1980), dues circumstàncies explicarien el petit desenvolupament de les llengües glacials, en primer lloc l'orientació meridional facilitaria un elevat grau d'insolació que produiria la ràpida fusió de la neu, en segon lloc les dues serralades situades al Nord i al Sud, alineació muntanyenca del Pic de Monturull-Sirvent-Tossa Plana-Calm Querdots i Serra del Cadí respectivament, actuarien de pantalles orogràfiques dels fluxes humits causants de les precipitacions de neu provinents del nord i de la Mediterrània respectivament.

Les geleres rocalloses és situen a les parts més altes, a l'interior dels circs i propers a les cornises

d'aquests. Les geleres rocalloses són presents a la majoria dels circs de l'àrea, es presenten amb morfologies lobulars i en garlanda molt típiques (Foto 3.4). Les geleres rocalloses representen segons Gómez Ortiz (1980) un canvi climàtic important cap un règim de fred intens però amb poques precipitacions.

Podem dividir els dipòsits glacials en dos tipus, les morrenes de les glaceres en sentit estricta, entenen com a tals els dipositats durant els dos primers episodis i les morrenes de les geleres rocalloses.

*** Els dipòsits morrènics.**

Afloren a la part més nord de l'àrea, són materials mal classificats constituïts per sorres i blocs subàngulosos. Les sorres solen estar formades per antics components granítics, mentre que els blocs solen ésser principalment de granit i en menor proporció d'esquist i de quars.

Lés morrenes més ben desenvolupades de l'àrea són les de la Vall de la Llosa, riu del Molí, Torrent del clot de Satut i de Prat Miró (Fig. A-1, annex 1).

*** Els dipòsits de les geleres rocalloses.**

Són acumulacions de blocs àngulosos de natura variable segons on estigui situada la gelera, la mida dels blocs pot ésser superior al metre. Generalment presenten molt poca proporció de matriu.

3.2.- El modelat i les formes geomorfològiques funcionals.

3.2.1.- La forma i el modelat fluvial.

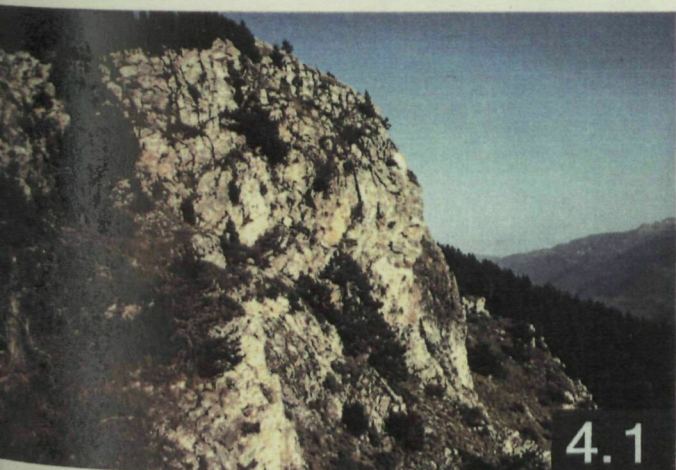
Acabada l'última glaciació, i desaparegudes les darreres glaceres, a les valls on abans és situaven els

gels tornen a fluir les aigües. Els solcs fluvials és disposen principalment seguint les principals estructures neotectòniques de l'àrea, o sigui segons les direccions NE-SW, E-W i NW-SE.

*** Els materials al.luvials.**

Afloren principalment fora de l'àrea d'estudi a les depressions de la Cerdanya i de l'Urgell, on presenten un desenvolupament important de diferents terrasses associades al riu Segre, i en el cas de la depressió de l'Urgell també associades al riu Valira. A l'àrea d'estudi aquests materials és presenten en afloraments de poca importància, sobre tot a la vall de la Llosa, del riu Arànsar i del Segre. El riu Segre a la sortida de la depressió de la Cerdanya i entrada a l'àrea d'estudi s'encaixona en el congost conegut amb el nom del Baridà fins sortir a la depressió de l'Urgell, això condiciona una major erosió i menor diposició de materials al.luvials.

Els dipòsits de materials al.luvials és caracteritzen per sorres i graves sense cimentar que localment poden presentar còdols englobats de gran mida ($\bar{U} > 50$ cm). Les sorres solen estar formades per antics components granítics, tal com veurem al capítol nº 6 presenten molts zircons provinents del desmoronament de roques granítiques. Les graves presenten una granulometria molt variable que oscil.la entre 10 - 40 cm, els còdols solen estar orientats mostrant el sentit del corrent, i localment imbricats. La natura dels còdols és molt variada, estan clarament lligada a la xarxa de drenatge del riu. Així, mentre el riu Segre presenta unes graves amb còdols de natura molt variada com: granit, esquist, cornubianita, quarsita, calcàries devonianes, triàsiques i terciàries, quars, conglomerat i gresos de diferents edats, el riu d'Aransar i el de la Llosa presenten



4.- L' ESTRUCTURA.

còdols de granit, cornubianita, corneana càlcica, esquist, quarsita, calcària devoniana i quarsita.

3.2.2.- Les formes i el modelat periglacial

La dinàmica periglacial s'ha desenvolupat coetaneament al glacialisme en àrees marginals als gels i posteriorment al glacialisme va remodelar els espais fins aleshores ocupats pel glaç. Actualment els fenòmens periglacials tenen una gran importància per sobre dels 2300 m d'altitud. Localment per sota dels 2300 m, hom pot observar derrubis de pendent associats a gelifracció. La importància de la dinàmica periglacial es posa de manifest amb la gran extensió d'esbaldregalls de vessant (tartera).

* Els materials col.luvials.

Els derrubis d'esbaldregalls (tartera), generalment es situen al peu de cingleres on hi ha un trencament de la pendent. Aquests són molt abundants a l'interior dels circs glacials, a les vessants de les valls principals i al peu de les cingleres de carbonats. El trencament de pendent existent en el contacte granit meteoritzat i carbonats, dona lloc sovint a grans dipòsits de derrubis de pendent, els quals fossilitzen el contacte intrusiu i els possibles skarns existents en el contacte. Sovint són acumulacions desordenades de blocs angulosos de natura variable segons els materials que formen la cinglera. Quan els blocs són principalment de natura calcària solen estar cimentats per calcita la fracció de matriu és molt variable segons la natura de l'àrea font. Així el peu de mont de Sta. Llogaia, que es nodreix tant dels materials devonians com del "sauló" de la granodiorita, presenta una fracció de matriu important.

4. L'ESTRUCTURA.

Els primers estudis sistemàtics sobre l'estructura de l'àrea es remonten als anys 70, arrel dels treballs realitzats al Pirineu Central pels geòlegs de l'escola de l'escola holandesa de Leiden. Aquets treballs aporten unes cartografies generals, i els seus autors n'extreuen una hipòtesi de tipus autoctonista per explicar l'estructura del Pirineu. Per aquestes raons ha estat necessari dur a terme un estudi detallat de l'àrea d'estudi per tal d'integrar les dades obtingudes en el conjunt de dades que actualment es disposa sobre l'estructura del Pirineu.

4.1.- DEFORMACIONS PRE-HERCINIANES.

Carreras i Santanach (1983) opinen que la sedimentació conglomeràtica del Caradoc, llur caràcter discordant, (Llopis, 1965; Santanach, 1972), així com el volcanisme present durant l'Ordovicià superior, indiquen una certa inestabilitat, potser associada als moviments caledonians.

A l'àrea estudiada, no ha estat possible aportar dades noves sobre l'estructura generada durant episodis deformatius pre-hercinians. Tan sols cal fer esment, de la major dispersió dels cabussaments, esquistositats i eixos de plec en els materials pre-caradocians respecte dels materials de l'Ordovicià superior.

4.2.- TECTONICA HERCINIANA.

Els materials hercinians del Pirineu mostren una estructura complexa resultat d'una deformació polifàsica. A grans trets, els diferents autors (Laumonier i Guitard, 1978; Carreras i Santanach, 1983; Guitard et al., 1984) semblen estar d'acord en agrupar la major part de les estructures de deformació en tres

episodis deformatius: un primer anomenat "prefoliar" responsable de la generació de plecs anteriors a la foliació "regional" o "dominant" present a la majoria dels materials. Un episodi anomenat "sinesquistos" amb formació de plecs que generen la foliació regional. Un tercer episodi, anomenat "tardà" on s'inclouen la resta d'estructures que deformen a la foliació regional. Carreras, (1980) i Carreras i Santanach (1983), inclouen dins d'aquest episodi tardà la generació de bandes milonítiques.

Han estat exposats quatre models diferents per explicar l'evolució estructural dels materials pre-hercinians.

Zwart (1969, 79, 86) diferencia dos dominis: un domini estructural inferior (infraestructura), i un domini estructural superior (supraestructura). La infraestructura se situa en dominis metamòrfics de grau mitjà i alt i es caracteritza per presentar foliacions subhoritzontals. La supraestructura es situa en terrenys de grau metamòrfic baix i és caracteritza per presentar foliacions subverticals. Segons Zwart (1969, 1979) ambdós dominis es formarien sincrònicament durant l'estadi principal de la deformació.

Seguret i Proust (1968 a i b) i Matte (1969) opinen que la foliació subhoritzontal es formaria durant la fase de deformació principal, i la foliació subvertical durant les fases tardanes.

Soula, (1982) opina que la foliació regional és controlada pels doms gnèisics, els quals s'emplaçarien durant el clímax metamòrfic.

Verhoeff et al. (1984) opinen que primerament es formarien les foliacions subverticals i posteriorment les foliacions subhoritzontals.

Diversos autors han fet esment de l'existència també d'una tectònica d'encavalcaments d'edat herciniana (Mattauer et al, 1967; Hartevelt, 1970; Muller and Roger, 1977; Majesté-Menjoulas, 1982; Losantos et al. 1986; Raymond, 1986; Domingo et al., 1988 i Casas et al., 1989).

Recentment diversos autors, han exposat una nova interpretació a l'estructura herciniana dels materials paleozoics del Pirineu. Segons aquests autors l'orogènia herciniana correspondria a un procés de rifting (Wickham i Oxburgh, 1985, 88). Aquesta nova interpretació, absolutament oposada a les anteriors és refusada, per Matte i Mattauer (1987).

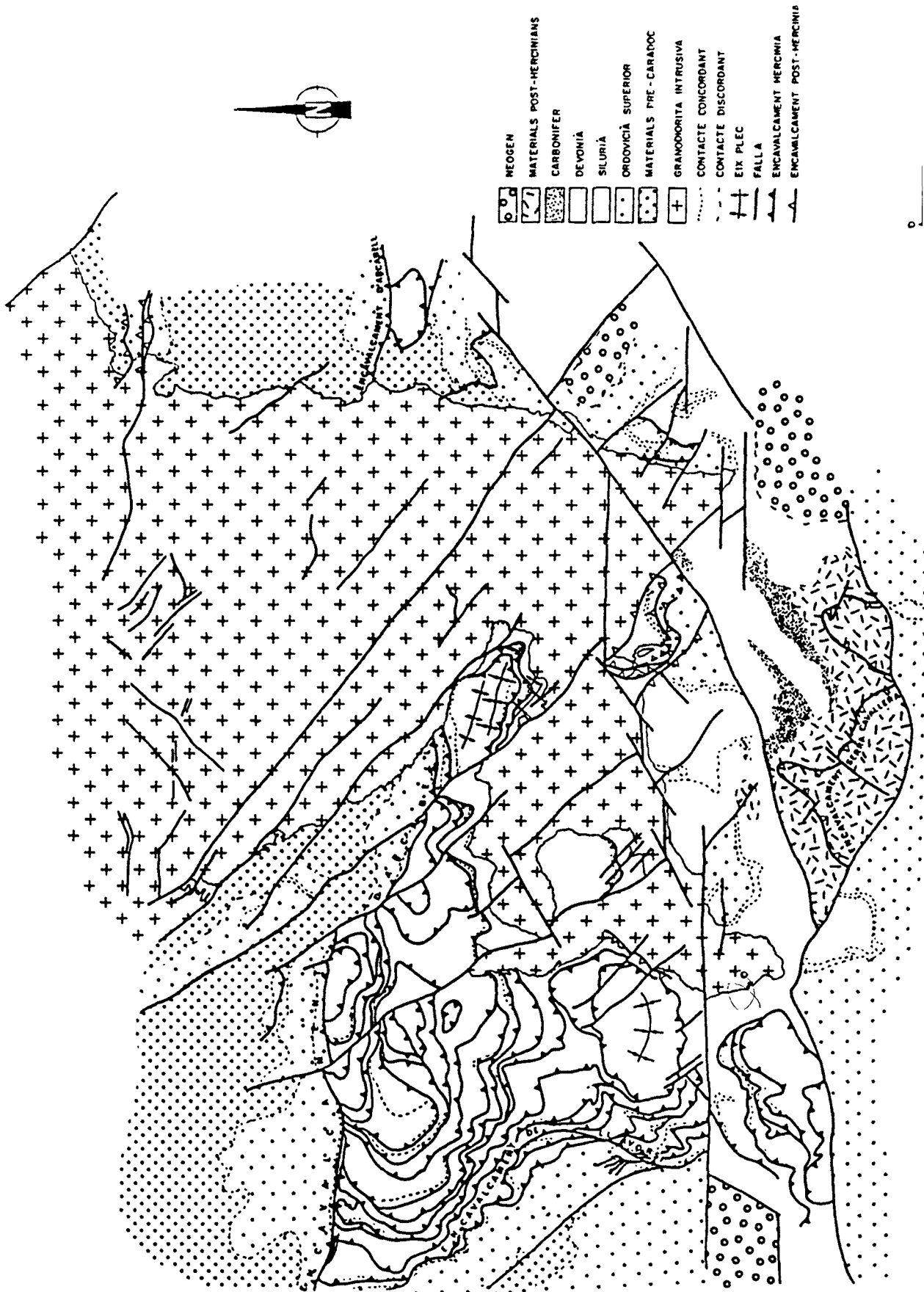
4.2.1.- ESTRUCTURA HERCINIANA DE L'AREA.

A l'àrea estudiada la deformació herciniana genera un sistema de plects de direcció E-O associats a la formació de la foliació regional. Aquest sistema és el més ben desenvolupat i a la vegada està afectat per un altra sistema de direcció N-S. Posteriorment a aquestes fases de deformació dúctil, es generen dues fases de deformació fràgil, una primera representada per encavalcaments que produeixen apilaments de làmines encavalcants (thrust sheets), sobre tot de materials devonians i silurians, i una segona fase representada per la generació d'encavalcaments fora de seqüència (out of sequence thrust) que tallen als anteriors.

Cara a una millor claretat en la descripció de l'estructura diferenciarem dues unitats: el dom de la Rabassa i l'unitat del Segre (Fig. 4.1).

Estructura del dom de la Rabassa.

A l'àrea d'estudi aflora la terminació occidental de l'antiforme del dom de la Rabassa. El dom de la Rabassa és tallat per la granodiorita d'Andorra que



divideix el dom en dues parts (Fig. 4.1) i desapareix periclinalment cap a l'oest sota el sinclinal de Llavorsí. En el sector occidental (serra de la Velleta), el dom de la Rabassa queda clarament limitat al sud per l'encavalcament d'Arcabell (Casas et al., 1989) que separa el dom dels materials devonians de l'unitat del Segre (Figs. 4.2, 4.3).

A l'àrea estudiada afloren sols dos petits fragments del dom de la Rabassa, en el sector de la serra de la Velleta i en el de la serra del Calm Colomé. Per aquest motiu les dades obtingudes de l'estructura del dom no són molt representatives. El dom presenta una estructura antiformal. A l'extrem sud d'aquest, tant a la serra de la Velleta com a la serra del Calm Colomé, l'estructura dels materials de l'ordovicià superior és constituïda per plecs en genoll de direcció E-O, d'escala mètrica a decamètrica amb els plans axials cabussant cap el nord, l'esquistositat de plà axial associada a aquests plecs cabussa cap el nord. Al sector oriental (serra del Calm Colomé) l'estructura del dom és complicada per la presència d'encavalcaments amb plans que cabussen lleument cap al nord.

Els materials pre-caradocians presenten una foliació paral·lela a l'estratificació i una segona esquistositat de pla axial que cabussa 40° a 50° al nord. Els plecs són d'escala mètrica a decamètrica amb eixos molt variables, de 020 a 130 de direcció.

Estructura de la unitat del Segre.

Hem definit aquesta unitat per una millor claretat de les explicacions. Aquesta comprendria les unitats de Roc Beneidó, Beixec, Bescaran, Segre, Toloriu, Vilanova, Arseguel, antiforme de Bar i el sinclinal d'Arcabell definides prèviament per Hartevelt (1970).

L'unitat del Segre limita al nord amb l'encavalcament d'Arcabell (Casas et al., 1989), que la separa del dom de la Rabassa. Al sud queda limitada per encavalcaments alpins i per falles neògenes, que la separen de la Serra del Cadí; a l'est amb l'encavalcament hercinià de Llavorsí (Hartevelt, 1970; Casas et al., 1989), que la separa del dom de l'Orri; i a l'oest amb la depressió neògena de la Cerdanya. Aquesta unitat és constituïda per materials devonians de la subfàcies Compte (Mey, 1968), i materials d'edat ordoviciana superior.

Els plecs de la fase principal presenten morfologies diverses segons la natura de les roques deformades, així en els grans paquets de carbonats massissos del Devonianà (Fm. Basibé i Fm. Comte), els plecs generats són sovint oberts (Foto 4.1), mentre que en els paquets de materials incompetents, es generen plecs més tancats, que poden arribar fins i tot a morfologies similars. S'han observat dos episodis de plegament, el primer representat per plecs de direcció E-O i responsable de la foliació regional, el segon forma localment plecs de direcció N-S. A la Fig. 4.4, és mostra la projecció dels pols de l'estratificació i de l'esquistositat regional de diferents sectors de l'àrea estudiada. Es pot observar la presència en alguns sectors de la interferència dels dos sistemes de plecs. A d'altres sectors, s'observa només la presència dels plecs E-O.

Els plecs són tallats per encavalcaments subhoritzontals, el que cartogràficament fa que els encavalcaments sovint semblin falles extensionals, tal com s'observa en el sector de la Bastida o del pla de Tallendre (Fig. 4.2). Aquest caràcter substractiu pot ser explicat si considerem que els encavalcaments tallen als plecs principals i que cabussen menys que els plans axials dels plecs (Fig. 4.5). Malgrat tot,

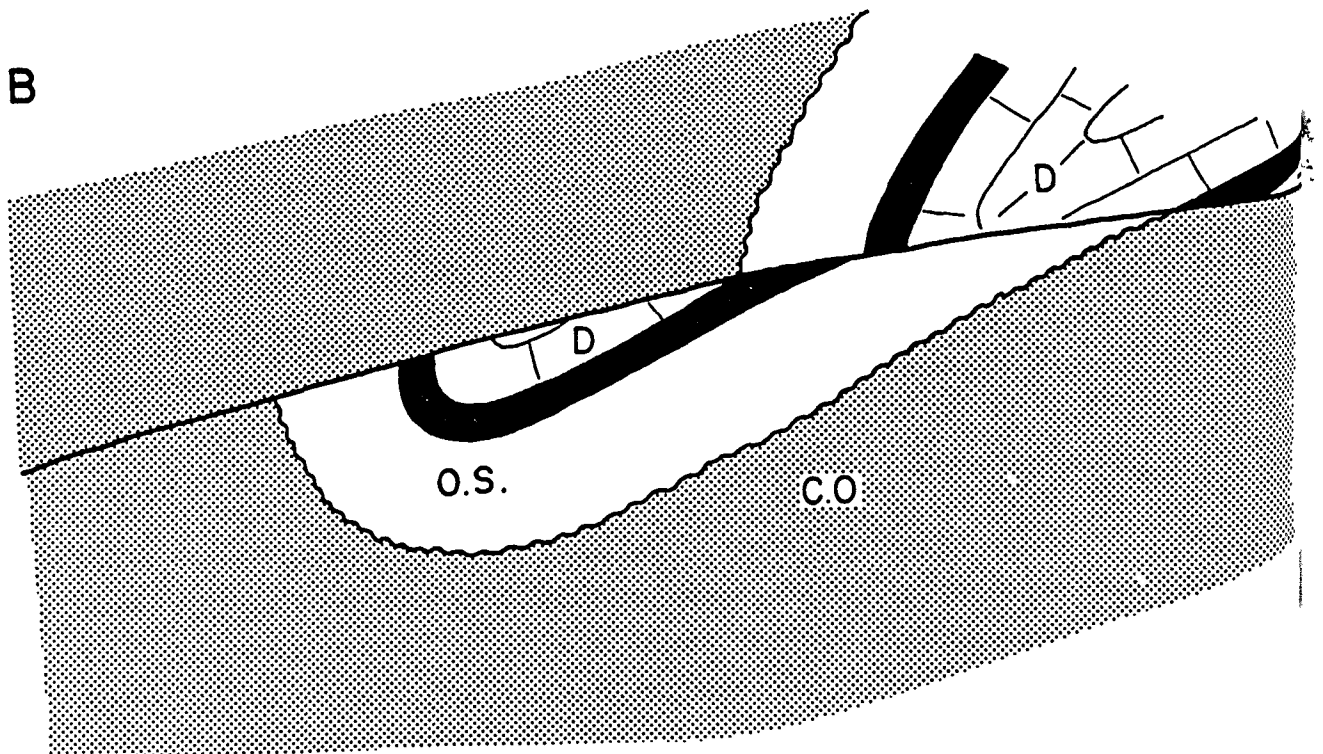
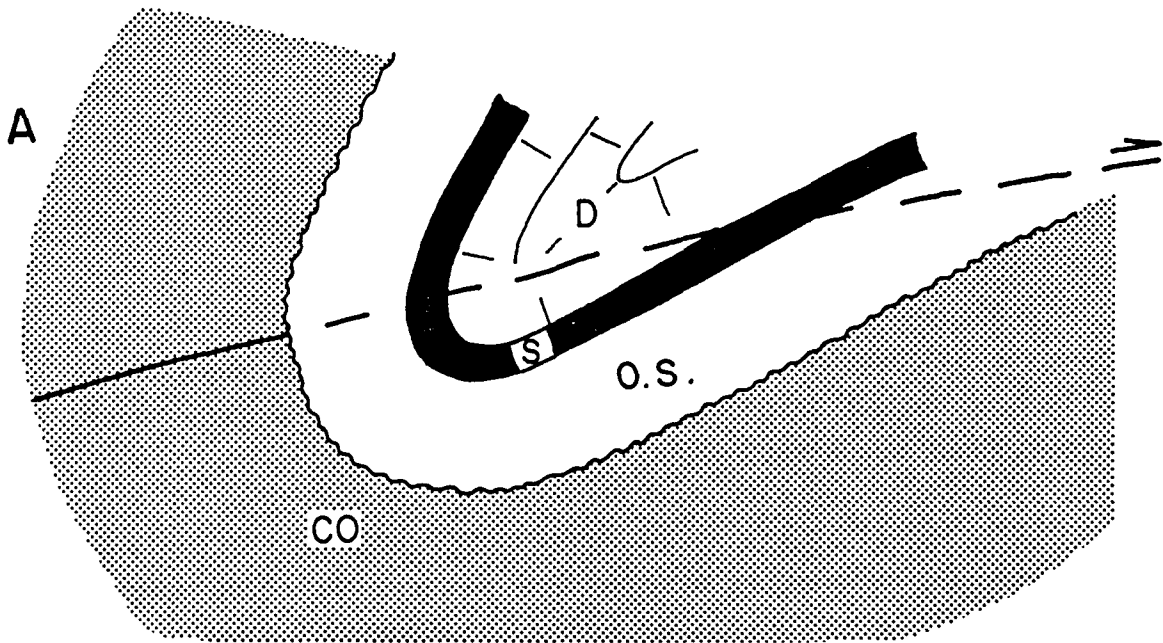


Fig. 4.5.- Esquema on es mostra el caracter extensional d'un encavalcament que talla un plec anterior amb un pla axial que cabussa menys que el pla d'encavalcament.

evidències microestructurals (zones de cisalla prop del pla d'encavalcament) indiquen un moviment cap el sud, per tant cal considerar aquestes falles com encavalcaments.

En el mapa geològic de l'àrea, hom observa dos sectors clarament diferenciats: l'occidental i l'oriental. En el primer els encavalcaments produeixen un apilament de làmines encavalcants de materials devonians i silurians. En el segon, l'oriental, els encavalcaments afecten tant els materials devonians com els ordovicians.

A ambdós costats de la granodiorita, sectors oriental i occidental, existeix un encavalcament subvertical que talla clarament als encavalcaments subhoritzontals, la qual cosa li dona un caràcter d'encavalcament fora de seqüència ("out of sequence thrust"), aquest correspon a l'encavalcament d'Arcavell (Fig. 4.1).

Tots els encavalcaments, tant els que suporten les làmines encavalcants, com l'encavalcament fora de seqüència d'Arcabell, són tallats pel contacte intrusiu de la granodiorita d'Andorra, així com per l'aureola de metamorfisme tèrmic d'aquesta (Fig. 4.6). Això permet donar una edat herciniana a aquests encavalcaments. Rejocs posteriors durant els temps tardi-hercinians, alpins i neògens fa que localment aquests encavalcaments hercinians desplacin algunes decenes de metres el contacte intrusiu. Malgrat tot, la distància entre els punts d'interrupció del contacte intrusiu, és sempre molt petita i no té comparativament res a veure amb la distància entre els punts d'interrupció dels materials paleozoics anteriors a la granodiorita.

L'apilament de làmines encavalcants del sector occidental, se situa per damunt dels materials

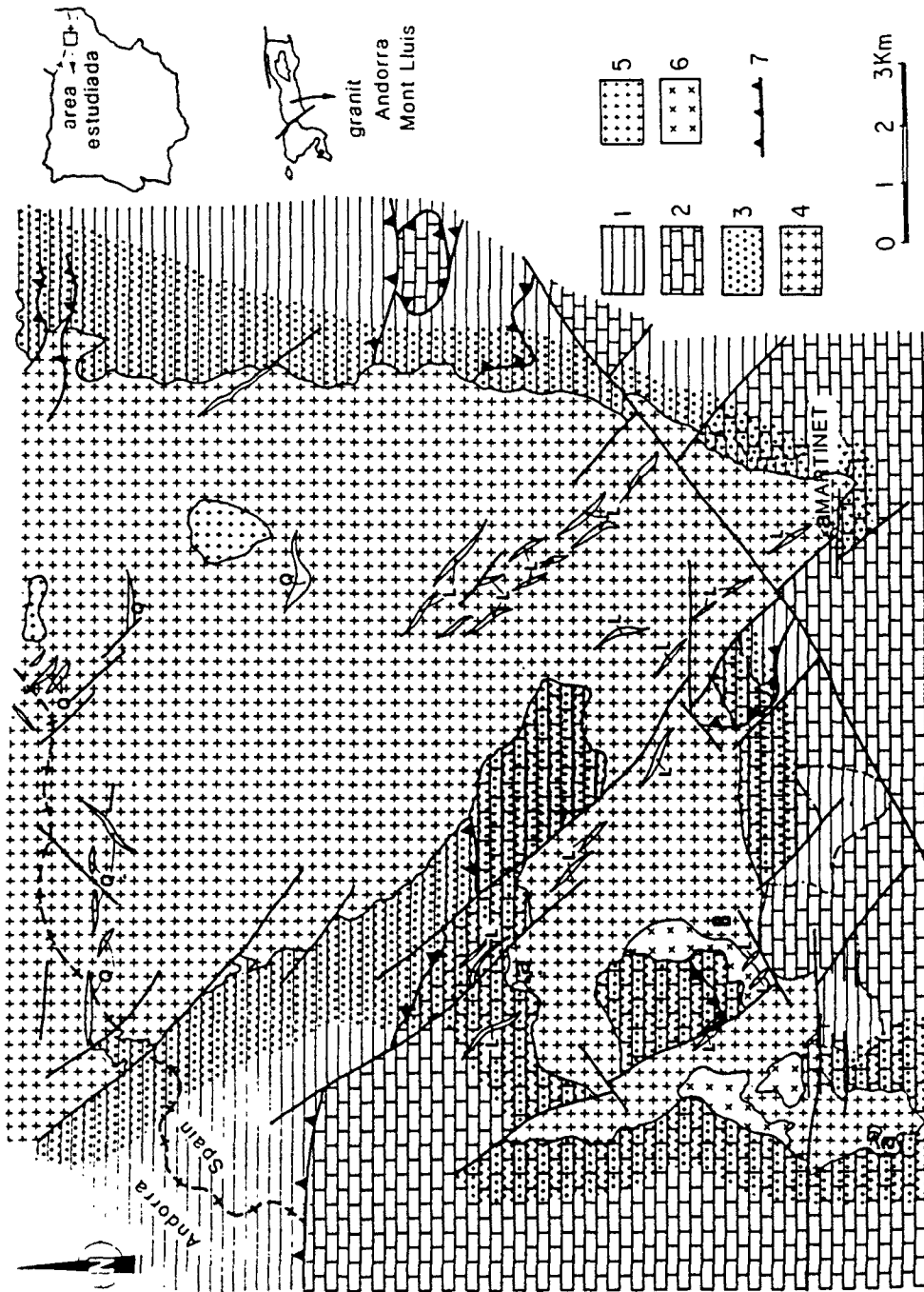


Fig. 4.6.- Esquema geològic mostrant l'auréola de metamorfisme de contacte associat a la granodiorita d'Andorra. Observeu com el metamorfisme de contacte fonsilitza els encavalcaments. Legenda: 1) materials precaradocians i ordovicicins superiors, 2) materials devonians i silurians, 3) auréola de metamorfisme de contacte, 4) granodiorita biotítica i biotico-horblèndica, 5) granit s.s., 6) facies rica en enclavaments microgranuts, 7) encavalcament, (a) leucogranit, (L) diàc basíic, (q) filó de quars, (B) situació del Banyes de St. Vicens.

devonians de la fàcies Serra Negra, així com dels materials ordovicians del dom de l'Orri, mitjançant l'encavalcament de Llavorsí. Aquest encavalcament té també un caràcter de fora de seqüència, tallant tot l'apilament d'encavalcaments (Casas et al. 1989) (Fig. 4.7).

A l'extrem occidental de l'àrea, tant els plecs principals com els encavalcaments (làmines encavalcants i fora de seqüència de Llavorsí), mostren un progressiu canvi d'orientació al voltant del dom de l'Orri, passant de direccions E-O a N-S, degut a deformacions posteriors. Més endavant tornarem sobre aquesta qüestió.

L'estructura herciniana de l'àrea no representa cap control cara al desenvolupament posterior dels skarns.

4.3.- L'ESTRUCTURA POST-HERCINIANA.

En el SE d'Europa, una deformació tardi-herciniana que té lloc durant el Westfalià i el Permià superior (Arthaud i Matte, 1975, 1977), dona lloc a un episodi de fracturació que es resol mitjançant falles transcurrents de direccions E-O, NE-SO i NO-SE.

Aquestes fractures tardi-hercinianes poden haver sofert moviments posteriors durant altres episodis deformatius (orogènia alpina, distensió neògena). Això dificulta la datació dels moviments d'aquestes falles quan afecten només a materials prehercinians. Aquesta situació és produïda a l'àrea estudiada, ja que és constituïda principalment per materials prehercinians, per aquest motiu descriurem aquí, a l'estructura tardi-herciniana, les diferents falles assimilables al tardi-hercinià malgrat que algunes d'elles puguin haver experimentat moviments importants amb posterioritat. A la Fig. 4.8 es mostra la projecció de les fractures i filons de quars de diferents sectors de la zona.

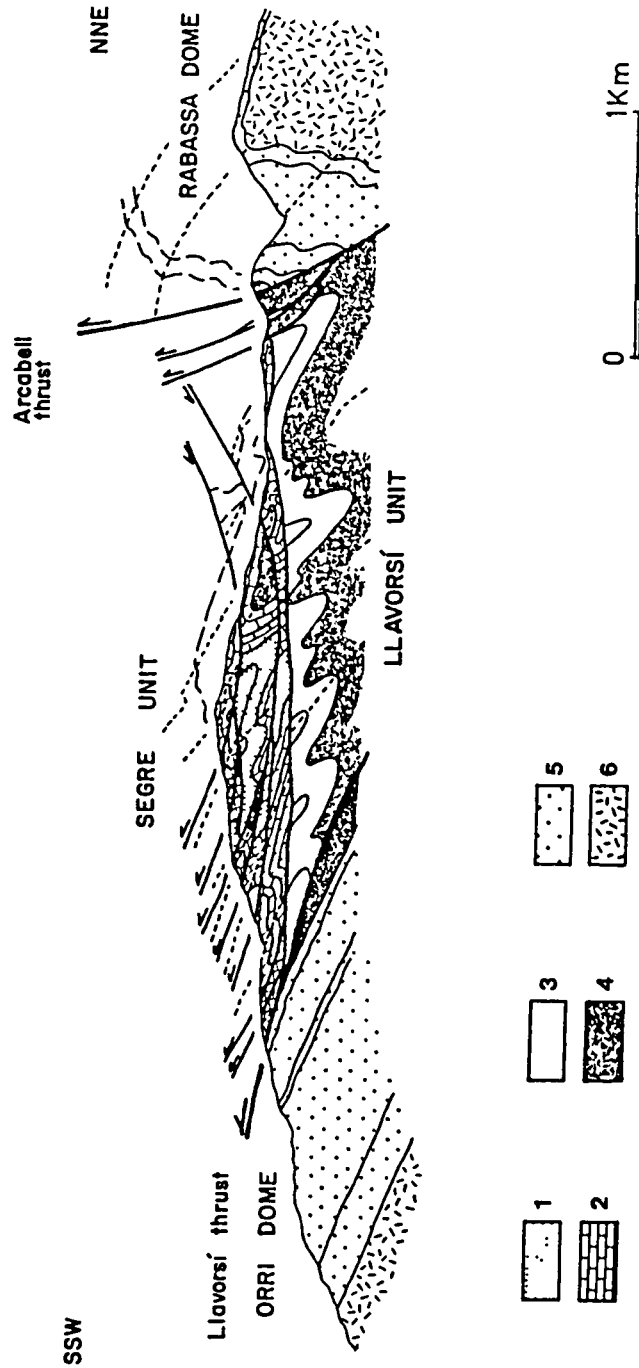


Fig. 4.7.- Tall geològic del sector occidental de l'àrea, mostrant el caracter fora de sequència de l'encavalcament d'Arcabell. (Segons Casas et al. 1989). Llegenda: Fm. Villec (1), Fm. Basiver (2), Fm. Rueda (3), silurià (4), Fm. Ansobell (5), Fm. Cava (6).

A l'àrea estudiada, s'observen tres sistemes de fractures: NO-SE, E-O i NE-SO (Fig. 4.2).

4.3.1.- Les falles NO-SE

La direcció d'aquestes fractures coincideix amb la direcció predominant dels dics bàsics de l'interior del cos plutònic (Fig. 4.2). El pla de falla cabussa cap el NE entre 30 i 70°, la direcció del pla sol oscil·lar entre N-130 i 150. En els materials granítics, aquestes fractures sovint produeixen una esquistositat de fractura que localment pot ésser molt penetrativa, així com una alteració característica a sauló de color blanc, a diferència del de color marró format per meteorització del granit. Mineralògicament aquests és diferencien, per un predomini actualment de la montmorillonita en el sauló blanc lligat a les fractures (Foto 4.2), mentre que el sauló marró presenta principalment il·lita i clorita (Foto 4.3). La montmorillonita present en el sauló blanc, podria correspondre a la meteorització d'altres paragènesis durant la formació del sauló marro en els temps quaternaris pre-glacials. Aquestes fractures fragmenten tot el conjunt del massís granític, la projecció de les principals fractures del granit palesa el predomini d'aquesta direcció (Fig. 4.9). Sovint aquestes fractures, a l'interior del cos granític, porten associats filons de quars microgranut amb zones localment foliades (Foto 4.4, 4.5). Un exemple molt clar són els filons del Pla del Rec, de mas Barnoles prop de Martinet, de la Tossa Plana de Llés, etc (Fig. A-1, annex A). De la mateixa manera, en conjunt el granit presenta sovint esquistositats de fractura coincidents també amb aquesta direcció (Fig. 4.10). El joc d'aquestes fractures, es fa pales ràpidament observant la cartografia (Fig. 4.2). En aquesta és fàcil adonar-se que els materials devonians del mirador

Fig. 4.10.- Projecció dels pols
dels plans d'esquistositat de
fractura de la granodiorita.

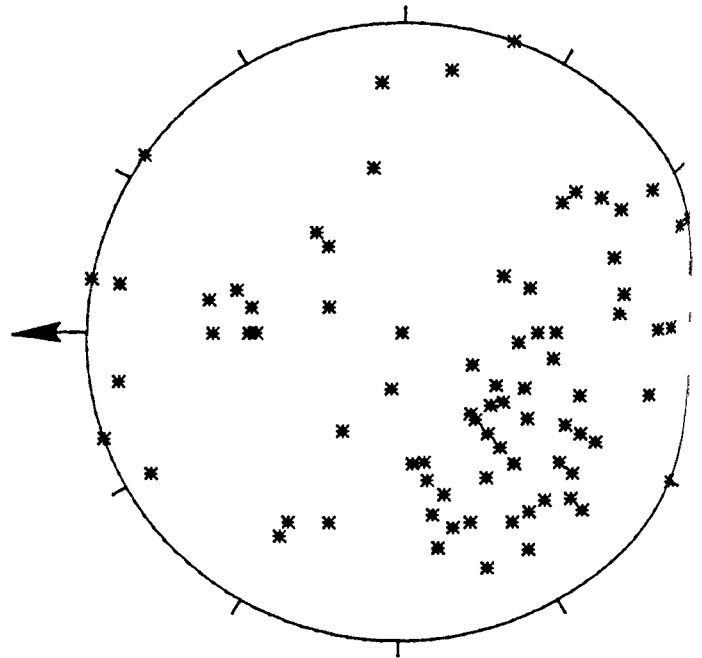
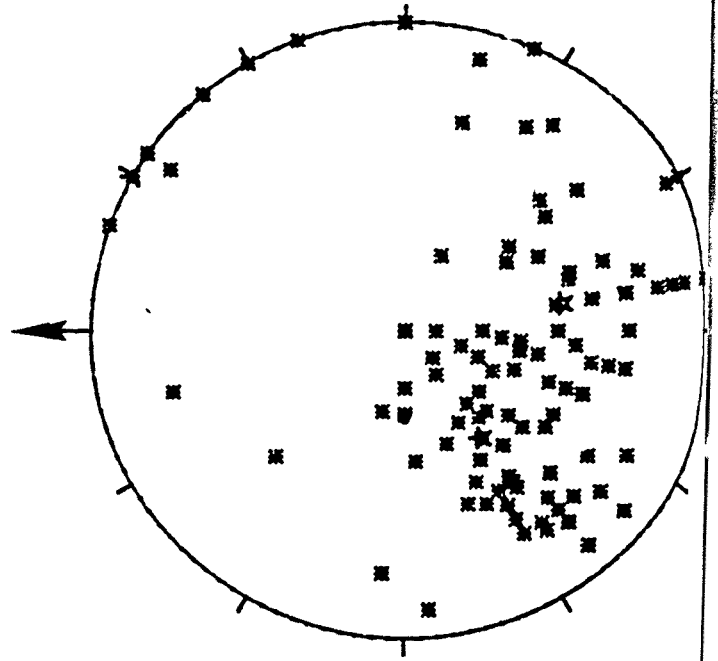


Fig. 4.9.- Projecció dels
filons de quars de la
granodiorita.



de Llès estan desplaçats per una fractura de direcció NO-SE amb component dextre.

Localment aquestes fractures produeixen encavalcaments de poca importància, com en el sector de Castellnou de Carcolze on els materials devonians de la Serra de la Tuta encavalquen a la granodiorita. També al pont d'Ardaix es pot observar com la fractura del Calm Ramonet-Ardaix (Fig. 4.1) produeix l'encavalcament de la granodiorita sobre els materials devonians molt propers al contacte intrusiu, fet que dificulta l'avaluació de les reserves dels skarns del sector. Aquesta fractura, quan afecta a la granodiorita, dona lloc a la formació d'una esquistositat de fractura molt penetrativa, junt amb una intensa cloritització de potència mètrica i una alteració a montmorillonita d'escala decamètrica (Fig. 4.11 i Foto 4.6).

Lamoroux et al. (1979), opinen que les falles de direcció NO-SE amb zones milonítiques s'han format durant el tercer episodi deformatiu hercinià i que han estat reactivades durant l'alpi.

La importància d'aquestes fractures radica en llur capacitat reconcentradora de metalls, trobant-s'hi localment mineralitzacions d'As-Au i de Cu associades, per la qual cosa reprendren la qüestió a l'apartat 8.4.3 i 8.4.4.

4.3.2.- Les falles E-O

En el sector NE de l'àrea d'estudi (sector del Calm Colomé) hi ha un conjunt de fractures de direcció E-O amb cabussaments variables cap el nord que produeixen una important foliació dins de la granodiorita. Aquestes fractures estan associades un encavalcament dels materials precaradocians sobre els materials ordovicians superiors, amb un important atasconament de materials silurians. El metamorfisme tèrmic produït

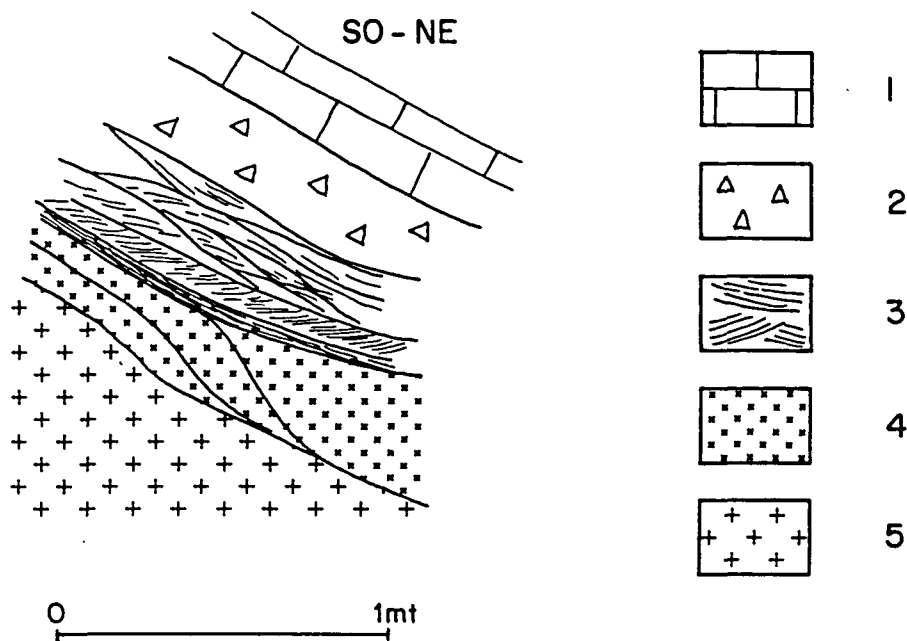


Fig. 4.11.- Tall de la fractura del pont d'Ardaix. A la Foto 4.6 es mostra un detall de la mateixa. Llegenda: 1) Calcària, 2) Bretxa, 3) Zona clorititzada amb esquistositat de fractura molt penetrativa, 4) saulo blanc amb esquistositat espaciada, 5) granodiorita alterada a saulo blanc pero amb esquistositat poc desenvolupada.

per l'intrusió de la granodiorita afecta tant als materials precaradocians (bloc superior), com als silurians i ordovicians superiors (bloc inferior). Els porfiroblastes d'andalucita formats en els materials silurians són envoltats per una esquistositat de crenulació que es paral·lela a la fractura. Pels fets anteriorment esmentats pensem que aquesta fractura podria correspondre a un encavalcament hercinià, que posteriorment, hauria sofert un moviment posterior, ja sigui durant el tardi-hercinià o bé posteriorment (alpí). Això vindria suportat pel fet de que l'encavalcament no involucra granit dins dels materials paleozoics (màxim un petit tascó de materials silurians dins del granit), i per la diferència de salt entre els punts d'interrupció dels contactes intrusius i dels materials paleozoics. A l'interior del granit, i sobre tot a la part nord, aquesta direcció de fractura es fa palesa per filons de quars microgranut com els dels estanys de Perafita i pic de Sirvent.

4.3.3.- Les falles NE-SO

A la part nord de l'àrea i en els materials granítics s'observen fractures amb direccions NE-SO i cabussaments forts cap el NO. Generalment presenten filons de quars associats. Aquestes fractures són escasses, llur direcció podria ser congruent amb fractures conjugades a les fractures NO-SE descrites anteriorment. La fractura de Coll de Sé, és la més important d'aquest sistema de fractures a l'àrea. Aquesta fractura presenta un important salt sinistre en els materials paleozoics. Gisbert (1981), observa que en el sector de Coll de Sé que aquesta fractura sembla estar fossilitzada pels materials del Triàsic inferior (fàcies Buntsandstein).

Tot el conjunt de fractures tardi-hercinianes, són utilitzades per l'ascensió i extrusió del volcanisme

tardi-hercinià (Bixel, 1984; Gisbert, 1981; Marti, 1988).

Les fractures tardi-hercinianes, fragmenten els materials hercinians de l'àrea inclosos els diferents skarns. Aquestes fractures dificulten l'avaluació de les reserves dels skarns.

4.4.- LA TECTONICA ALPINA.

L'estudi de la formació de la serralada Pirinenca, és remonta a finals del segle XVIII, durant aquesta epoca a més de la recollida de dades geològiques, el Pirineu és interpretat segons la teoria neptunista (Ramond, 1801; Palassou, 1815; Charpentier, 1823). Posteriorment segons la teoria dels aixecaments (Dufrenoy i Elie de Beaumont, 1841-1873) i assignant a les falles el paper fonamental de l'estructura (Magnan, 1874). És a començaments del present segle que s'interpreta la serralada com un conjunt de plects i mantells de corriment (Carez, 1903-1909; Bresson, 1902; Bertrand, 1907; Viennot, 1927; Jacob, 1927). Al voltant dels anys 30, la crisi que sofreix la teoria de la deriva dels continents, també afecta a la interpretació del Pirineu i d'altres orògens. Així durant aquest període que es remonta fins ara fa uns 20 anys, el Pirineu és interpretat des d'un punt de vista autoctonista. Durant els anys 1950-1970, l'escola holandesa de Leiden realitzà un estudi detallat del Pirineu central (Zwart, 1960; Mey, 1967, 68; Hartevelt, 1970) aportant una bona cartografia seguint però amb les idees autoctonistes. Varen ser dues escoles franceses les que donaren un canvi important a l'interpretació del Pirineu, l'escola de Montpellier (Mattauer, 1968; Seguret, 1970; Choukroune, 1976) i la de Toulouse (Souquet et al. 1977). Per a l'escola de Montpellier el Pirineu presenta una estructura en vanyol, essent el pla de simetria i de divergència la

falla nordpirinenca. Aquesta falla representaria doncs l'estructura fonamental de la serralada. Els encavalcaments es verticalitzen en profunditat i cap a la falla nord-pirinenca. Cap als anys 70, és comencen a adquirir dades geofísiques, trobant-se una escorça engruixida sota la zona axial, i un desnivell del "moho" que diversos autors interpreten com la continuació de la falla nord-pirinenca (Daignieres et al., 1982). La publicació de diversos treballs, amb noves idees sobre la geometria dels encavalcaments (Hossack et al., 1984; Parish 1984; Williams i Fischer, 1984; Muñoz et al., 1986, etc) donen lloc a la creació de noves hipòtesis sobre l'estructura del Pirineu. Aquest és considerat com una serralada asimètrica amb un desplaçament dels mantells de corriment fonamentalment cap el sud (Deramond et al., 1985; Fisher, 1984). Els encavalcaments nord-pirinenecs són així interpretats com a retroencavalcaments, i la zona axial és considerada com una finestra tectònica formada per l'apilament antiformal de mantells de corriment del sòcol hercinià (Muñoz, 1985).

Recentment, la realització d'un perfil sísmic dels Pirineus des de la conca d'Aquitania fins la de l'Ebre (perfil ECORS) ha aportat noves dades que donen un nou gir a la comprensió d'aquesta serralada alpina (Fig. 4.12 i 4.13). D l'interpretació d'aquest perfil s'endedueix l'existència d'una sèrie de "duplex" a l'escorça inferior, per sota de les conques d'avant-país, fet que planteja la possibilitat d'una connexió en profunditat entre els diversos orògens alpins al NE de la península (Losantos et al., 1988).

4.4.1.- L'ESTRUCTURA ALPINA DE L'AREA.

L'àrea estudiada forma part d'una gran unitat estructural alpina, concretament s'enmarca en la "zona axial" dels Pirineus. La zona axial es considerada com

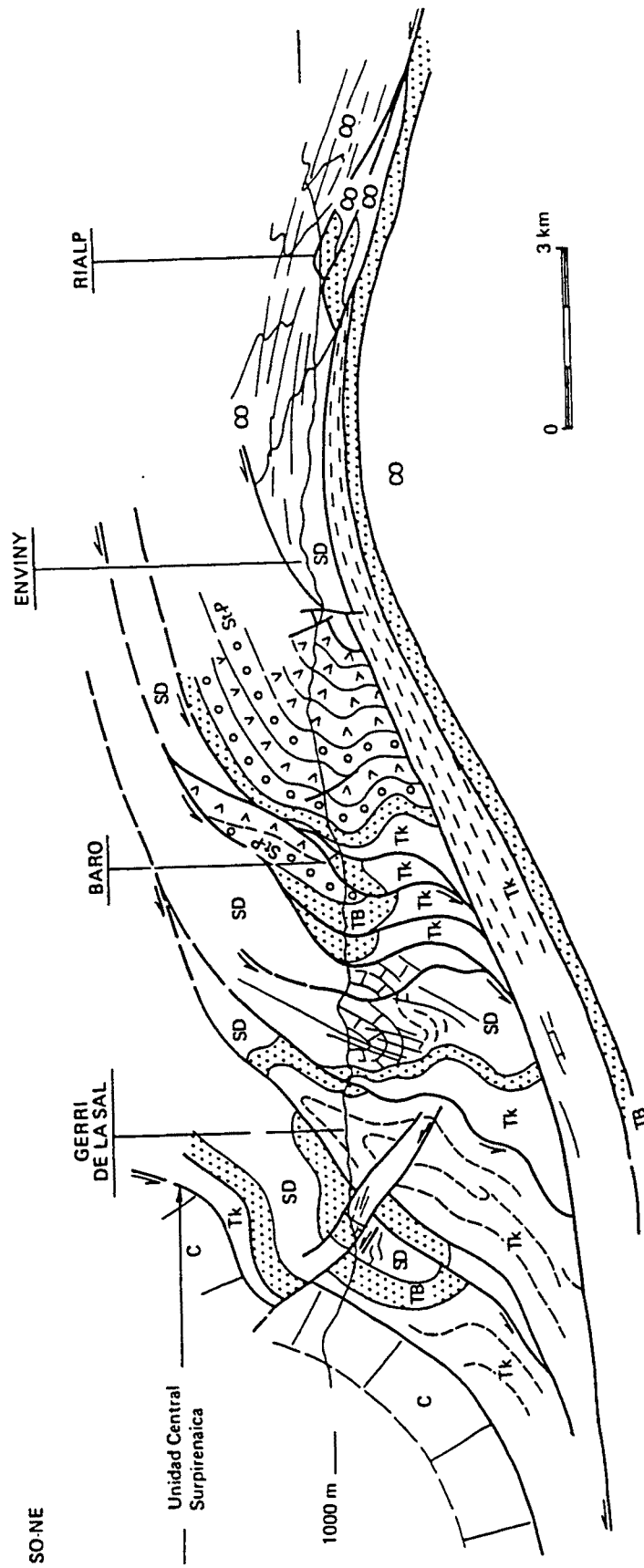


Fig. 4.12.- Tall geològic de la zona de les Nogueres, a la vall de la Noguera pallaresa. Segons Muñoz, 1984.
 Legenda: C.- Cretacic; Tk.- Triàsic sup. i mig; TB.- Tràs inferior (fàcies Buntsandstein); S₄P.- Stefano-permià; SD.- Silurià-Devonià; CO.- Cambro-Ordovicià.

un apilament antiformal d'encavalcaments d'edat alpina afectant els materials del sòcol hercinià (Muñoz, 1985).

La tectònica alpina a l'àrea estudiada produeix principalment el moviment de falles pre-existents. Al sud de l'àrea estudiada se situen els materials paleozoics i post-paleozoics de la Serra del Cadí. Aquests es troben encavalcant els materials de l'àrea estudiada mitjançant l'encavalcament d'edat alpina de Serra Cavallera descrit per Muñoz (1985).

Tal com ja hem vist, les estructures hercínianes al voltant del dom de l'Orri mostren una disposició antiformal, amb un gir progressiu tant de la direcció E-O a N-S com del cabussament, fet ja descrit per altres autors (Seguret i Proust, 1968; Hartevelt, 1970; Muñoz et al., 1984; Speksnijder, 1986 i Casas et al., 1989). Alguns autors han interpretat aquests tipus d'estructura de culminació com a resultat de plects de bloc superior d'encavalcaments situats sota els materials estudiats i formats en una seqüència de bloc inferior (Deramond et al., 1985; Muñoz et al., 1986; Casas et al., 1989). La finestra tectònica de Rialp a l'Oest del sector estudiat, mostra sota els materials ordovicians i pre-caradocians del dom de l'Orri, els materials triàsics de fàcies Buntsandstein i Keuper, veure Fig. 4.12. En el mateix sentit el tall sísmic ECORS (Ecors Pyrennes Team, 1986; Losantos et al., 1988) posa de manifest un apilament antiformal sota la finestra tectònica de Rialp (Fig. 4.13).

Segons això, el conjunt del granit d'Andorra, els materials en els que encaixa aquest i les estructures hercínianes, haurien estat plegats durant la tectònica alpina. D'aquesta manera actualment la part més apical del granit podria aflorar a l'àrea actualment més deprimida (Arseguel), i les parts més profundes en els

sectors més elevats de l'àrea. Com veurem a l'apartat següent la tectònica neògena també ha contribuït a enfonsar la part apical del granit. Com veurem al capítol 8.8, aquest plegament és congruent amb la zonació mostrada pels skarns.

Els materials de l'àrea són fragmentats per les fractures alpines i la remobilització de les fractures tardi-hercinianes, això limita les reserves dels skarns estudiats.

4.5.- LA NEOTECTONICA.

La neotectònica associada a la formació de la Fossa de la Cerdanya i a la de l'Urgell, comporta la formació de falles de direcció E-O, i NO-SE que compliquen la comprensió de l'estructura de l'àrea.

La tectònica neògena, dóna lloc a la formació d'importants fosses tectòniques a la serralada pirinenca (Fossa de Cerdanya i de la Seu). La fossa de la Cerdanya se situa a l'acabament sud-occidental de la falla de Tet, resolguent-se en diverses falles que es disposen en graó. (Roca, 1987). Segons Fontboté i Guitard (1958) la majoria de les fractures de la fossa de la Cerdanya poden correspondre a fractures tardi-hercinianes reactivades.

Les falles E-O.

Són falles normals amb el pla de falla molt vertical i generalment consisteixen en un conjunt de falles disposades en graó. El moviment d'aquestes fractures pot ser molt important, com en el cas de la fractura que separa l'àrea estudiada de la serra del Cadí (Falla d'Ortedó) (Fig. 4.1).

En alguns casos el rejoc de fractures durant aquest episodi tectònic és força evident, tal com pot

observar-se a la vall del Segre prop de Martinet. En aquest indret s'observen els materials silurians i devonians encavalcats sobre uns conglomerats d'edat presumiblement neògena (Foto 4.7). Els còdols d'aquests conglomerats estan imbricats paral·lelament al pla de falla. Cal remarcar que l'encavalcament sobre els materials neògens és d'escala mètrica.

El càlcul dels esforços a diferents zones de fractura de l'àrea (Fig. 4.14), mitjançant el mètode dels estats òptims d'esforç (Etchecopar, 1984), mostra en general grans variacions de l'orientació dels esforços a tota l'àrea i localment dins d'una mateixa estació de mesura. Aquesta dispersió podria ser deguda a la superposició de diferents episodis tectònics (tardi-herciniana, alpí i distensió post-alpina), fet que, tal com ja hem vist, produeix el moviment de les fractures en diversos episodis tectònics. Els estats òptims d'esforç han estat calculats segons el programa ARTONOU (modificació d'Amigo, 1986 del programa ARTO d'Etchecopar, 1984).

Aquestes fractures associades a la formació de la fossa de la Cerdanya, un cop més dificulten l'avaluació de les reserves dels skarns del sector.

4.6.- LA RECONSTRUCCIO DE LA GEOLOGIA HERCINIANA.

Tal com ja hem esmentat anteriorment, l'àrea estudiada, està separada dels materials de la Serra del Cadí per l'encavalcament d'edat alpina de Serra Cavallera (Muñoz, 1985; Casas et al., 1989), i dels materials del sinclinal de Llavorsí i del dom de l'Orri per l'encavalcament d'edat herciniana de Llavorsí (Poblet, 1987; Casas et al. 1989).

Domingo (1985), descriu a la serra del Cadí encavalcaments hercinians en els materials devonians de la fàcies Compte. Segons el mateix autor en aquesta

àrea els plecs és formen simultaniament amb els encavalcaments (Domingo, 1988) (Fig. 4.15).

Poblet (1987) descriu al sinclinal de Llavorsí una complexa tectònica herciniana. Simplificadament estaria representada per plecs de la fase principal amb morfologies similars que són tallats per encavalcaments cabussant lleument cap al nord. Les fàcies devonians d'aquest sector, corresponen a les definides per Mey (1968) com fàcies serra Negra (Poblet, 1987).

Hem realitzat un assaig de reconstrucció de la geologia herciniana de tot el sector comprès entre el sinclinal de Llavorsí i la serra del Cadí. Primerament restituïrem els encavalcaments alpins, per la qual cosa els materials de la serra del Cadí, els situarem més al nord del batòlit d'Andorra ja que aquest no presenta encavalcaments alpins on arrelar l'encavalcament de Serra Cavallera. Arribats a aquest punt, obtenim una distribució simètrica de les fàcies devonians, amb la fàcies Serra Negra (sinclinal de Llavorsí) envoltada per les fàcies Comte al sud (Unitat Segre) i al Nord (unitat de la Serra del Cadí). Sincrònicament podem restituir l'estructura antiformal produïda pels plecs de bloc superior associats als encavalcaments alpins, i que com ja n'hem fet esment anteriorment, produeixen el plegament de les estructures de la unitat del Segre, del massís granític d'Andorra, així com de les estructures del sinclinal de Llavorsí i del dom de l'Orri (Fig. 4.16).

En un segona etapa podem restituir els encavalcaments fora de seqüència hercinians. En restituir l'encavalcament de Llavorsí, els materials de l'unitat Segre són traslladats més al nord, obtenint d'aquesta manera una distribució de fàcies devoniana asimètrica. Els materials de la fàcies Comte originalment se situarien més al nord (Cadí i Segre),

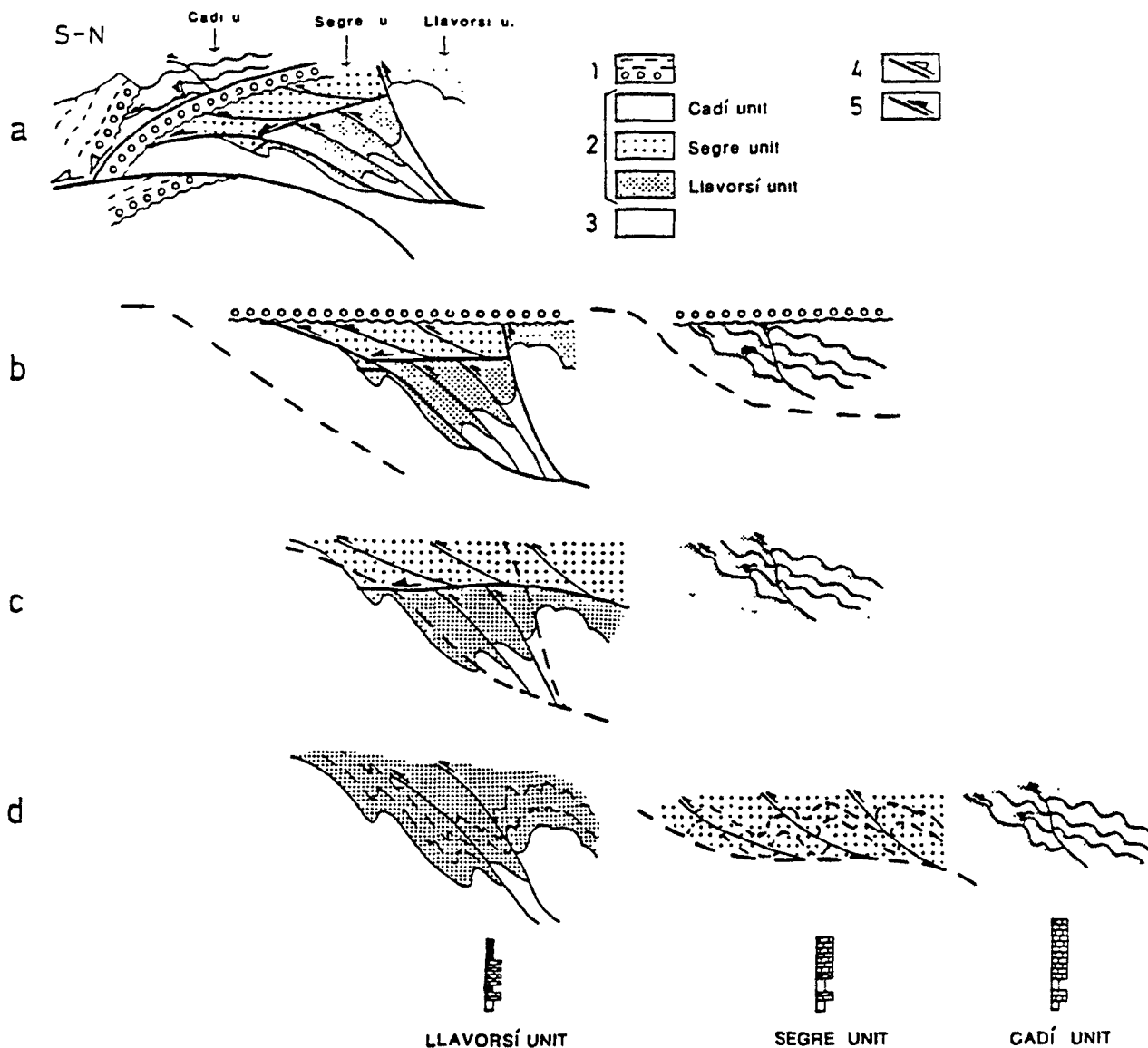


Fig. 4.16.- Esquema mostrant la restitució seqüencial de l'estructura hercíniana. a) tall actual, b) esquema mostrant la disposició dels materials després de restituir els encavalcaments alpins i el plec lligat a l'apilament antiformal de Rialp, c) disposició dels materials després de restituir els encavalcaments fora de seqüència hercínians, d) esquema de la disposició dels materials i l'estructura en els temps hercínians.

mentre que els materials de la fàcies Serra Negra es situarien més al sud.

Amb aquesta restitució també observem una zonació de l'estil de l'estructura herciniana (Fig. 4.16). Observant que de nord a sud els plecs presenten cada cop un desenvolupament més intens, i que la relació cronològica entre plecs i encavalcaments canvia. D'aquesta manera, la unitat situada originalment més al nord (Cadí) presenta una estructura principalment d'apilament d'encavalcaments, que tallen o són sincrònics amb els plecs. A l'unitat del Segre, els encavalcaments tallen els plecs. I a la unitat situada originalment més al sud, és desenvolupa una intensa deformació polifàsica de plegament, abans del desenvolupament dels encavalcaments.

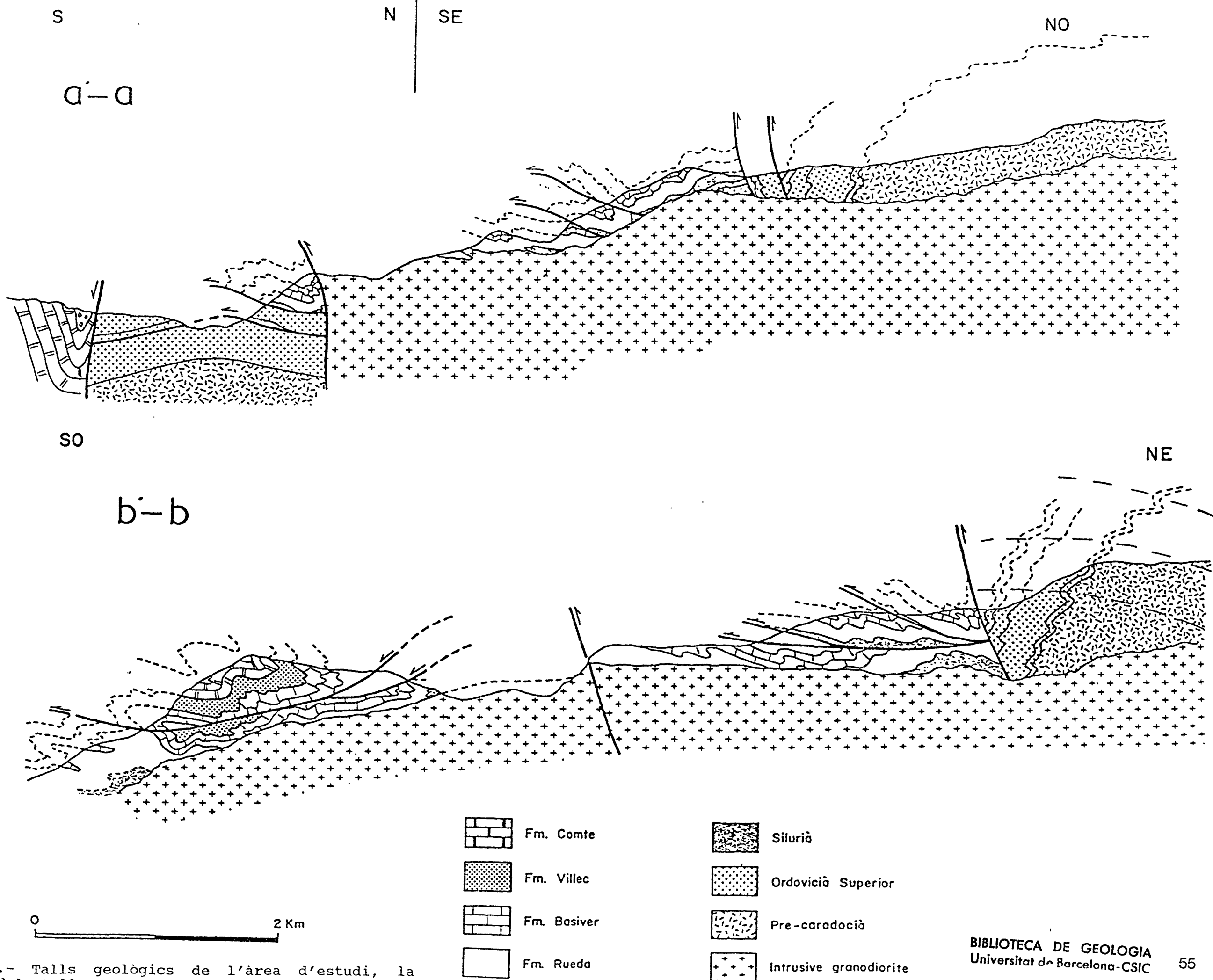


Fig. 4.3.- Talls geològics de l'àrea d'estudi, la situació dels talls es pot observar a la Fig. 4.2.

Fig. 4.4.- Representació dels pols dels plans d'estratificació i d'esquistositat de l'àrea estudiada.

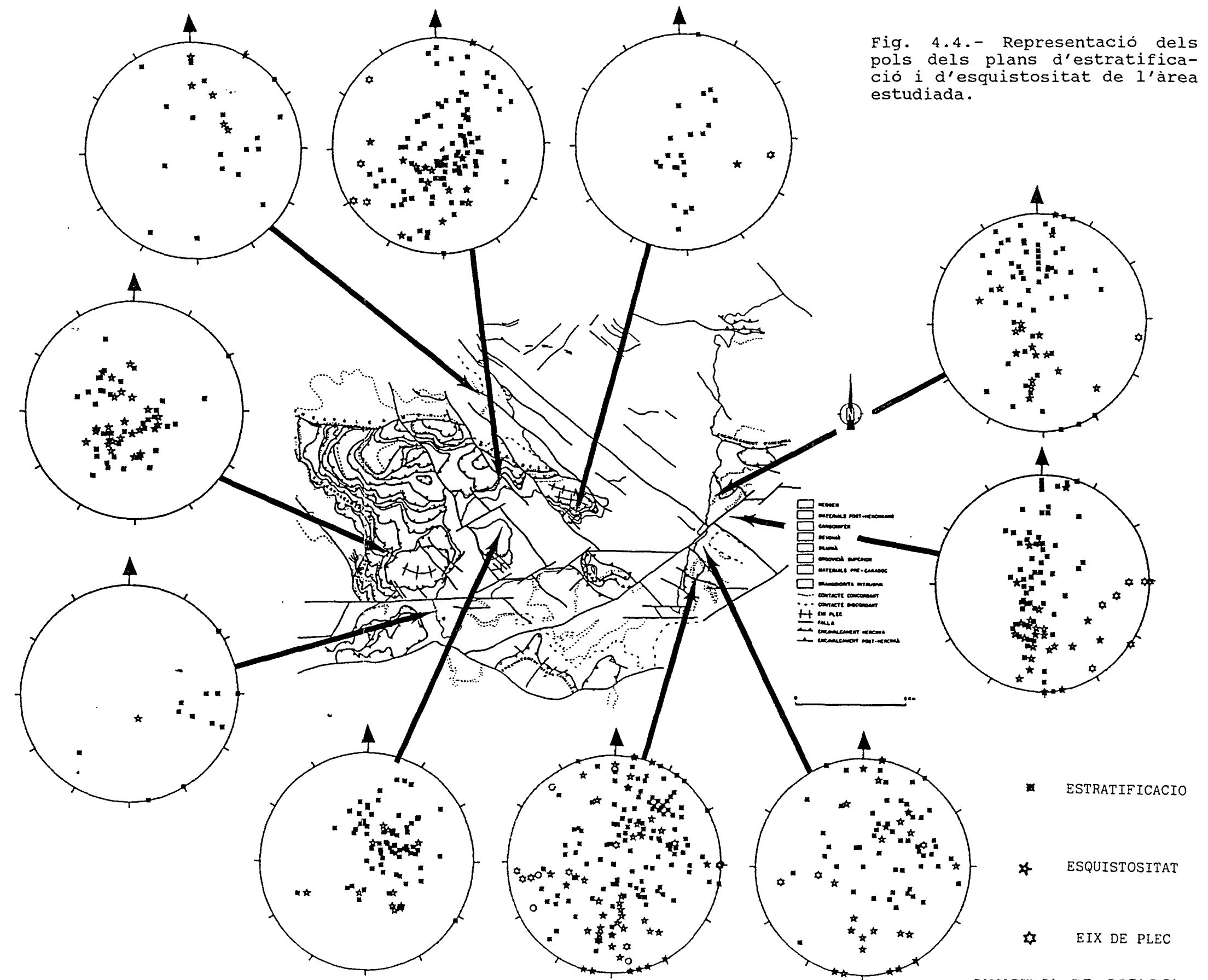


Fig. 4.8.- Representació dels pols dels plans de falla i dels filons de quars de l'àrea.

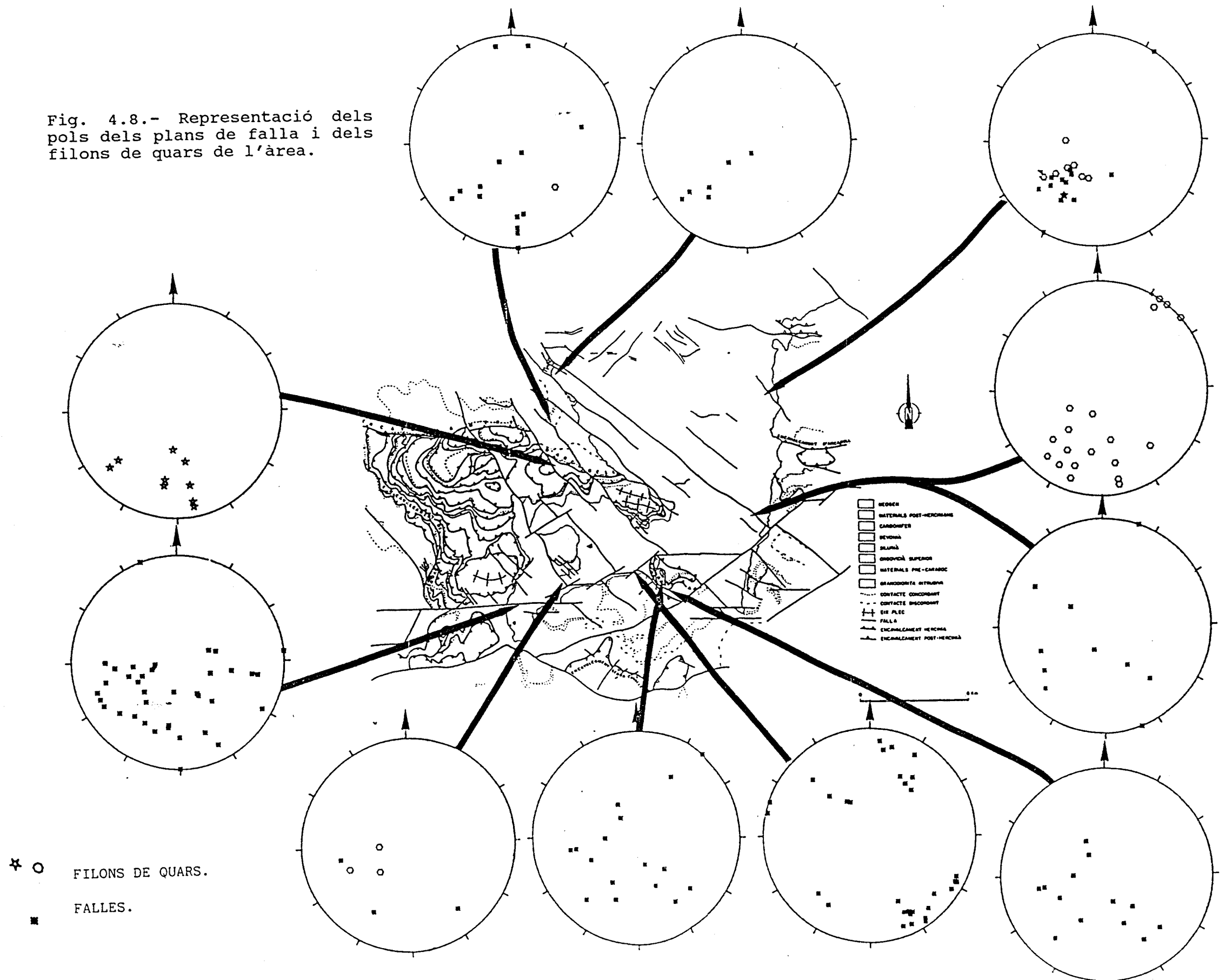
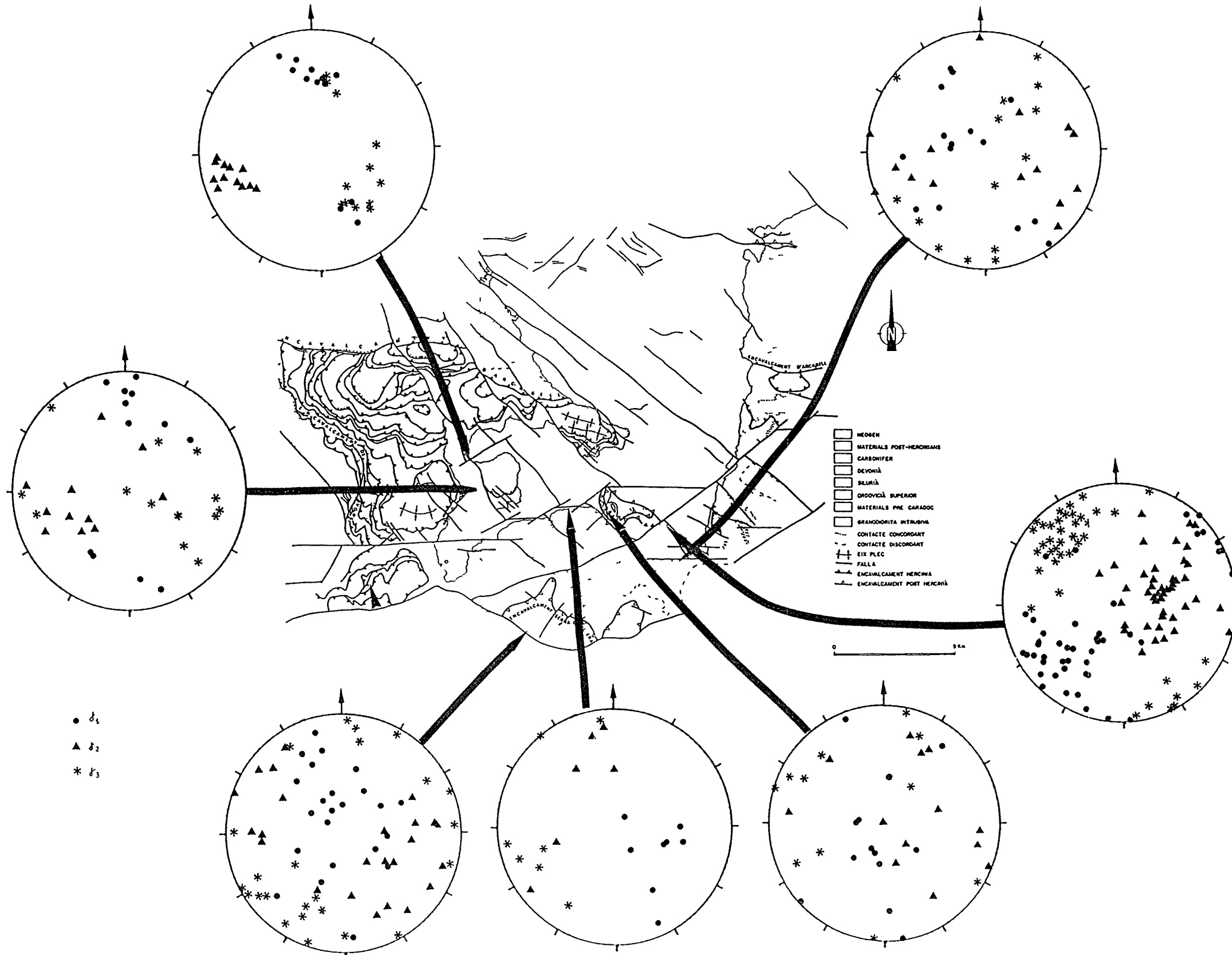


Fig. 4.14.- Projecció dels estats òptims d'esforç de les principals fractures de l'àrea. Còmput realitzats segons el programa ARTONOU Etchecopar (1984), modificat per Amigo (1986).



5.- EL MAGMATISME TARDI-HERCINIA.

5.1.-LES ROQUES PLUTONIQUES.

El massís granític d'Andorra-Mont Lluís, amb una extensió d'uns 500 Km², és una de les majors intrusions granítiques hercinianes que afloren a la zona axial dels Pirineus (Fig. 5.1).

Per llur nivell i tipus d'emplaçament constitueix un dels exemples més característics de "granitoids en massissos superiors" definits per Autran et al.(1970).

L'àrea estudiada es centra sobre una zona de 90 Km² d'extensió situada a l'extrem sud-occidental del batòlit entre Martinet, Arsèguel i la frontera andorrana. En aquesta zona els granitoids intrueixen discordantment en la sèrie paleozoica. El contacte intrusiu talla les principals fases de deformació herciniques (plecs i encavalcaments). Les diferents fases tectòniques tardi-hercinianes, alpines i la neotectònica modifiquen apreciablement la morfologia d'aquest sector del massís (Soler i Enrique, 1989).

El massís granític és constituït principalment per un únic cos, trobant-se algun petit cos intrusiu a les rodalies, i sobre tot en el sector andorrà (Fontaneda, Sta. Coloma i Montescladó), segurament associats en profunditat al granitoid principal.

ANTECEDENTS:

Roggeveen (1929), realitzà una tesi doctoral a l'Universitat d'Utrecht, sobre la granodiorita d'Andorra, així com de les fàcies hipohabisals de l'àrea.

Els autors holandesos als anys 70, realitzen tot un seguit d'estudis a les contrades pirinenques amb l'aixecament de cartografies geològiques i estudis

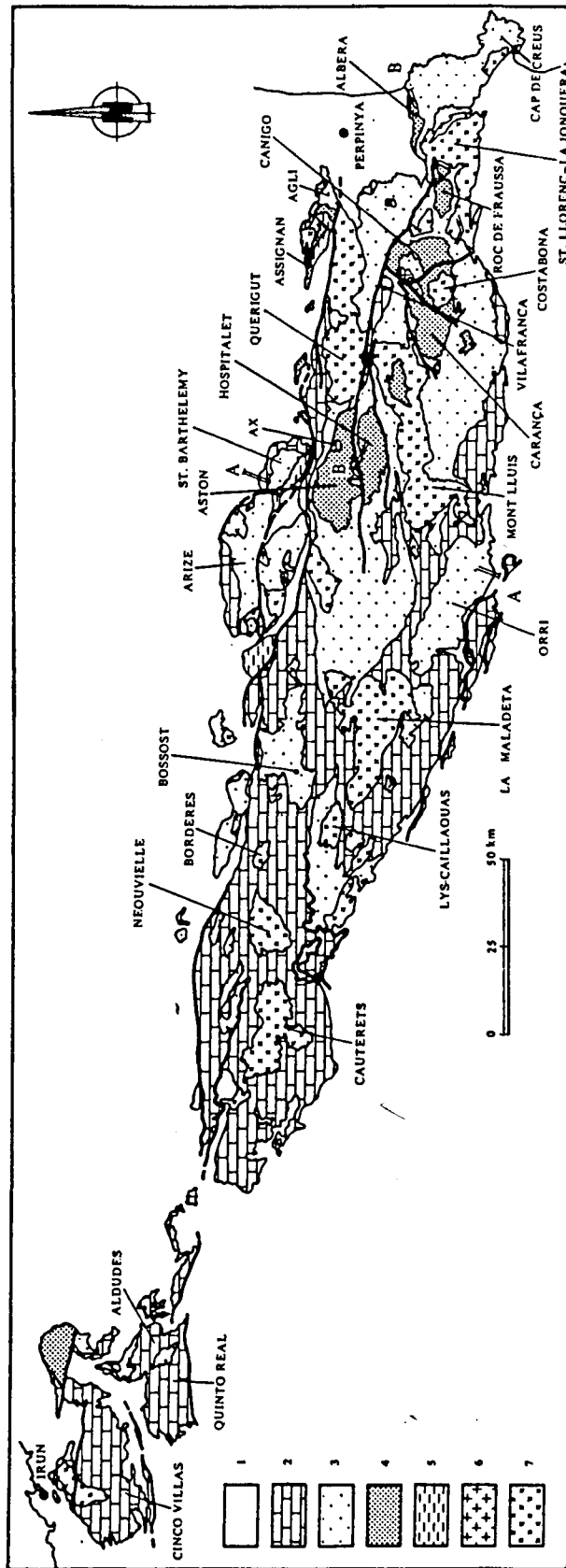


Fig 5.1.- Mapa geologic de la serralada pirinenca amb la situació dels principals afloraments de roques plutòniques, i concretament del massís granític d'Andorra - mont Lluís. Segons Carreras et al (1984).

estructurals. Concretament Hartevelt (1970), realitzà una cartografia força acurada de la nostra àrea d'estudi, i descriu el granit com una fàcies granodiorítica de gra mig força homogènea, amb abundants enclavaments microgranuts, així com la presència de fàcies granodiorítiques de gra fi, prop dels contactes intrusius.

Autran i Guitard (1957), descriuen a la part oriental del batòlit (comarca del Conflent) una zonació des de quars-diorita biotítica a la base, a granodiorita biotítica, fins a leucogranit a sostre. Posteriorment Autran (1980b), descriu a la part occidental del batòlit (comprèn l'àrea d'estudi), una zonació del plutó des de l'encaixant cap l'interior de: 1) granodiorita biotítica i/o hornblendica, 2) granit monzonític amb hornblenda, 3) granit monzonític amb muscovita i/o cordierita, i 4) leucogranit en el centre del batòlit (Andorra). L'àrea d'estudi es situaria dins de les dues primeres fàcies descrites per Autran (1980a).

Segons Autran et al., (1970) i Autran (1980), es tracta d'una intrusió de tipus estratiform amb una base força plana, situada sobre els esquistes de l'ordovicic superior i aproximadament paral·lela a la superfície superior dels ortogneisos infrajacentes (visible en els afloraments orientals), i un contacte superior irregular amb els materials del paleozoic superior (Fig. 5.2).

Vitrac-Michard i Allègre (1975), estima l'edat de l'intrusió en 275 m.a. mitjançant dades isotòpiques de Rb/Sr ($\lambda = 1.39 \cdot 10^{-11} \text{ any}^{-1}$). Aquest mateix autor considera en base als mateixos isòtops el massís d'Andorra-Mont Lluís com un cas de barreja de material crustal i mantel·lic.

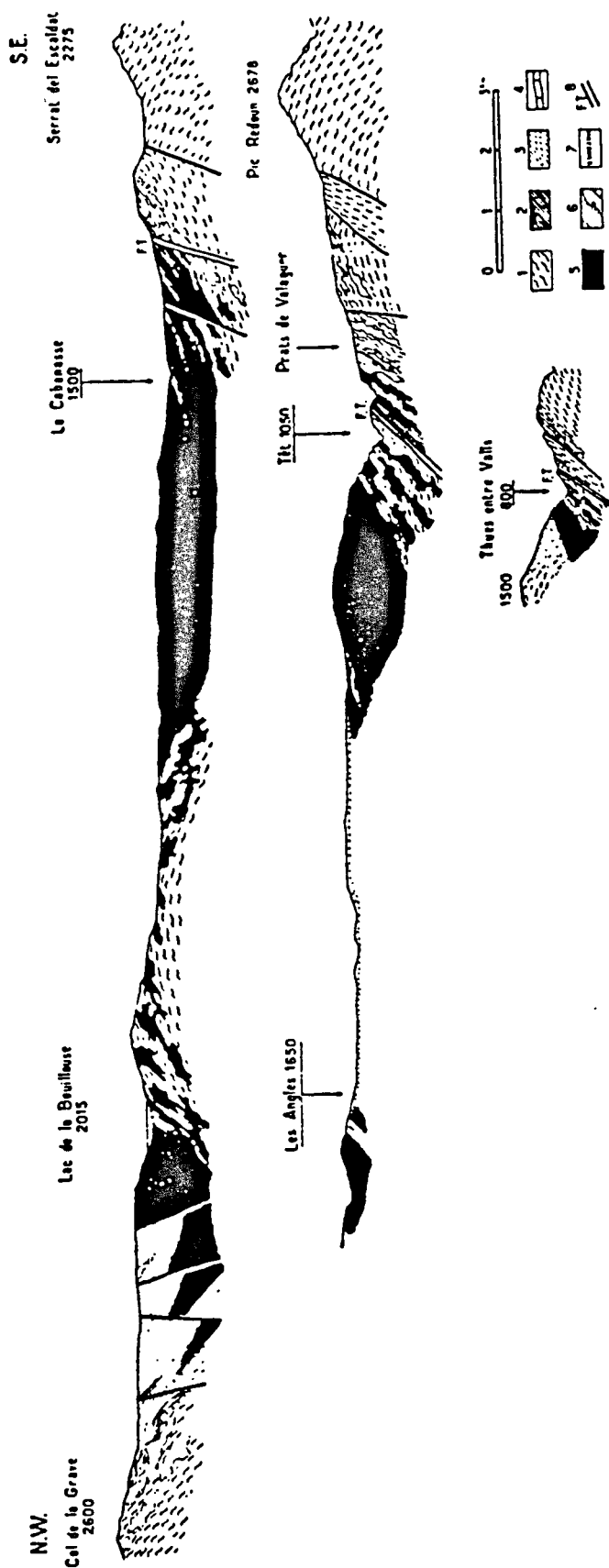


Fig 5.2.- Talls geològics a través del granit de Mont-Lluis. Els talls A, B i C, estan realitzats paral·lelament i amb una separació aproximada de 4500 m. Llegenda: Gneis (1), materials pre-caradocians (2 a 4), granit (5), granit leucocràtic de dues miques (6), recobriments quaternari (7) i falla de Têt (8). Segons Autran i Guitard (1957).

5.1.1.- PETROLOGIA.

S'han analitzat els elements majors de les roques plutòniques, classificant-se mitjançant el diagrama químic R_1-R_2 DE LA ROCHE et al. (1980). La situació de les mostres analitzades es pot veure a l'annex 1 (Fig. A.2, annex 1) i els resultats a la taula 5.1 (annex 2).

Les característiques petrològiques d'aquest sector del plutó són notablement homogènies, no apreciand-se contactes intrusius entre les diferents fàcies reconegudes. Existeix un predomini quasi absolut de les granodiorites biotítiques, encara que localment afloren granodiorites biotítico-hornblèndiques, granits i àdhuc petites extensions de leucogranits aplítics de repartició irregular (Fig. 5.3). Cal destacar l'existència de petits afloraments de roques més bàsiques, d'aspecte similar a alguns enclavaments microgranuts, en les que apareix clino i ortopiroxè acompanyant a l'hornblenda i a la biotita.

La distribució dels diferents tipus granítics no semblen estar molt condicionats per llur posició respecte a les roques metamòrfiques encaixants. Les fàcies hornblèndiques, per exemple, apareixen amb major freqüència a l'apòfisis més externa del massís però llur existència sembla deguda principalment a l'interacció entre el magma granodiorític i acumulacions importants d'enclavaments microgranuts de composició més bàsica, ja que aquestes fàcies són pràcticament inexistents en altres zones més properes al contacte però pobres en enclavaments microgranuts. En canvi, s'aprecia un lleuger increment en biotita cap els sectors perifèrics del plutó (Fig. A-1, annex 1), tal com es reflecteix a la cartografia d'Autran (1980b).

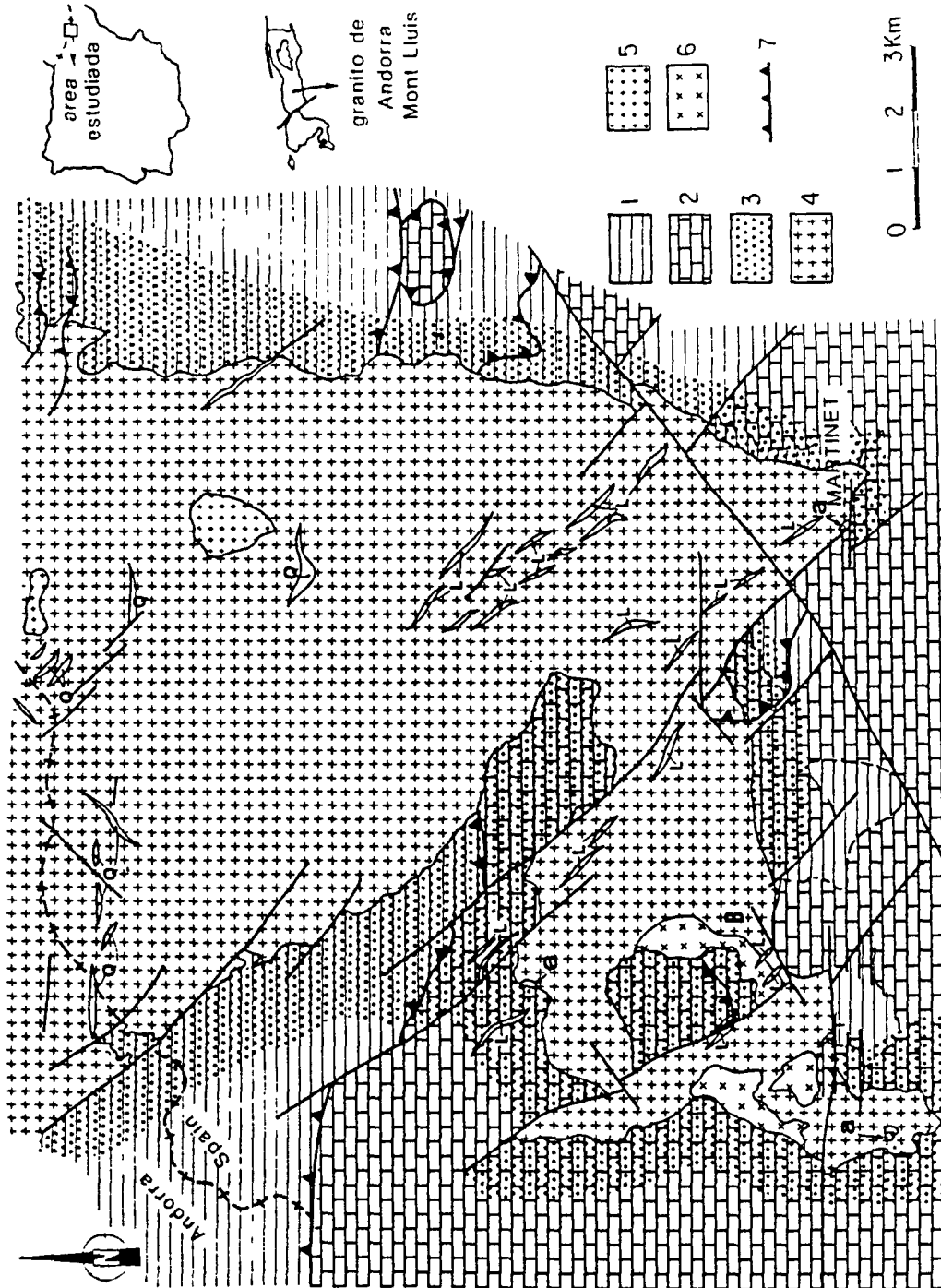


Fig. 5.3.- Esquema geològic del sector estudiat, per més detall observar el mapa geològic de l'annex 1 (Fig A-1). Llegendra: ritmites pre-Caradoc i materials siliciclàstics de l'Ordovicià superior (1); carbonats devonians i pissarres negres silurians; aureola de metamorfisme de contacte (3); granodiorita biotítica i granodiorita biotítico-hornblèndica (4); granit biotític (5); fàcies riques en enclavaments microgranuts (6); encavalcament (7); leucogranit (a);

5.1.1.1.- LA GRANODIORITA BIOTITICA i LA GRANODIORITA BIOTITICO-HORNBLENDICA.

Es tracta de roques de color gris fosc, de textura equigranular amb una mida de gra mitjana (3 mm). La composició mineralògica és lleugerament variable segons el sector considerat, en funció de la proporció relativa d'anfibol i biotita.

Minerals primaris.

La plagiòclasi es presenta en cristalls hipi a idiomòrfics generalment zonats, ocasionalment inclosos dins de quars i/ó feldspat potàssic. El feldspat potàssic es marcadament al·lotriomòrfic situant-se en posició intersticial, bé que ocasionalment pot presentar megacristalls hipi a idiomòrfics (màxim 2 cm) (Foto 5.1). Generalment és pertític, presentant ocasionalment macles en "graella". El quars es troba en posició clarament intersticial. La biotita es el màfic més abundant, amb morfologia hipi a idiomòrfica. La Hornblenda quan és present, mostra morfologies hipidiomòrfiques. L'ortopiroxè es presenta en cristalls idiomòrfics amb morfologia prismàtica, el clinopiroxè també presenta morfologia idiomòrfica, i sovint mostra macles simples o polisintètiques. Tant l'ortopiroxè com el clinopiroxè, mostren la formació de corones d'hornblenda que localment poden arribar a pseudomorfitzar els piroxens (Foto 5.9).

Accessoriament també presenten zircó, ilmenita i apatita generalment inclosos dins dels minerals essencials. Més rarament també es presenten allanita i pirita. El zircó sovint és situa inclòs dins de biotita, en la que es produeixen hal·los metamíctics a conseqüència de la desintegració radioactiva.

* Mineralogia secundaria.

L'existència de fenòmens hidrotermals lligats a les fractures de direcció NO - SE produeix una forta alteració a montmorillonita i clorita de la granodiorita. Aquesta alteració es caracteritza per la formació de sauló de color blanc a diferència del format per la meteorització meteòrica que és de color marró.

D'altra banda, tal com ja hem vist al capítol 3, la granodiorita d'Andorra ha estat sotmesa a una intensa meteorització química durant el pre-glaciariisme quaternari, així com a una meteorització física del clima periglaciari. Així la granodiorita del sector nord de l'àrea (Pic de Monturull, P. de Sirvent, Tossa Plana de Llés, Pic de la Muga i P. del Calm Colomé) mostra la típica fragmentació en blocs deguda a la dinàmica periglaciària, mentre que la resta de la granodiorita mostra una intensa meteorització a sauló amb la formació de disjunció bolar que preserva sectors de la roca sense alterar (Foto 5.2). D'aquesta manera la plagiòclasi sovint està alterada, principalment en el nucli, a sericita i localment també a epidota. Així com la biotita a clorita.

5.1.1.2.- ELS GRANITS BIOTITICS.

Es tracta de roques de color gris fosc, de textura equigranular amb un tamany de gra mig (5 mm). La composició mineralògica és lleugerament variable segons el sector considerat. És diferència de les granodiorites anteriorment descrites, a més de llur major contingut en feldspat potàssic, mostren un menor contingut en biotita.

Minerals primaris.

La plagiòclasi presenta tendència idiomòrfica amb una mida de gra variable, generalment presenta una zonació marcada. Pot trobarse inclosa dins dels cristalls de feldspat potàssic i/o quars. El feldspat potàssic es marcadament al·lotriomòrfic i pertític, generalment ocupa posicions intersticials poden excepcionalment formar cristalls majors que engloben d'altres de plagiòclasi o biotita. El quars forma grans majors clarament al·lotriomòrfics, i ocupa també posicions intersticials. La biotita presenta hàbitus tabular amb un bon desenvolupament idiomòrfic. És freqüent trobar-la en procés de cloritització. Localment les anteriors fases minerals presenten inclusions d'apatita, zircó i ilmenita.

Mineralogia secundària.

El fet que el granit (s.s.) és trobi a l'extrem nord-est de l'àrea d'estudi, fa que sigui afectat majorment per la meteorització física de la gelifracció que no pas per la meteorització química. Sovint la plagiòclasi és presenta parcialment transformada, principalment en el nucli, a sericita i més localment a epidota. També la biotita sol presentar una transformació incipient a clorita. Localment l'alteració hidrotermal lligada a les fractures de direcció NO - SE, donen lloc a l'alteració a sauló de color blanc.

5.1.1.3.- LES QUARSDIORITES.

Són roques equigranulars de gra fi (1 mm), de color fosc. Afloren en petites masses decamètriques en sectors propers al contacte amb l'encaixant o en contacte amb l'encaixant mateix. És una fàcies heterogenia, on les fases minerals més constants són les màfiques, mentre que les relacions entre els

minerals leucocrates, a manca d'anàlisis modals, semblen més variables.

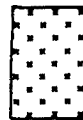
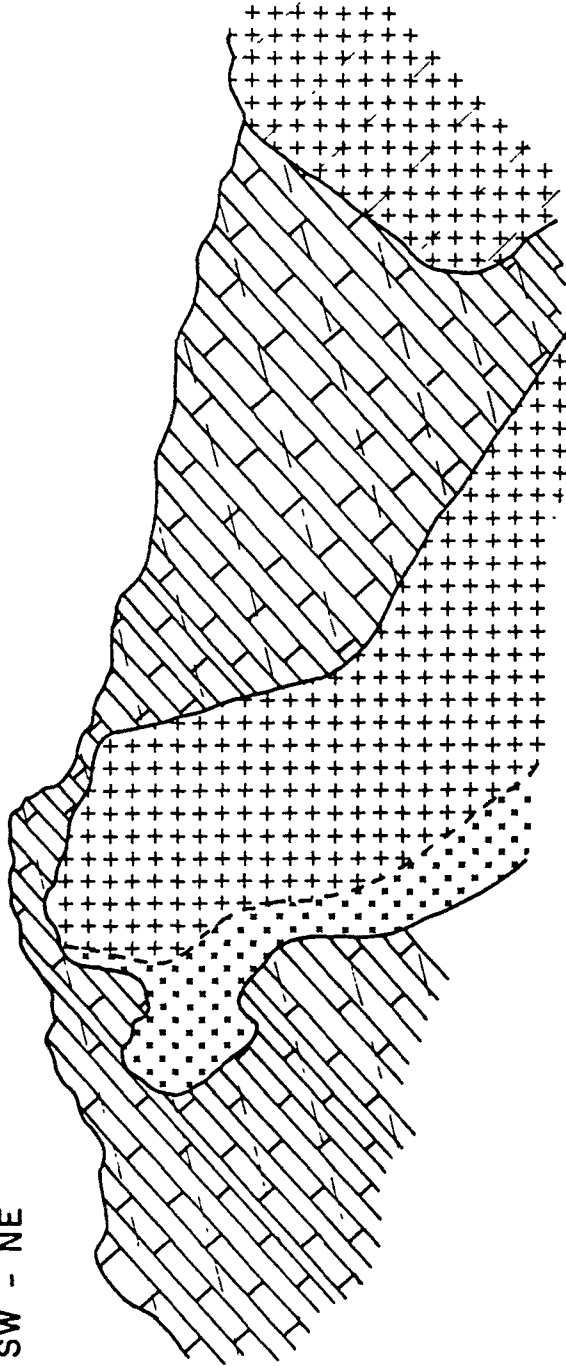
Minerals primaris.

La plagiòclasi es el mineral més abundant, presentant-se amb morfologies idi a hipidiomòrfiques, localment els cristalls mostren una zonació marcada. El quars es marcadament al.lotriomòrfic, situant-se en posicions intersticials. Sovint es troba associat a textures mirmequítiques que envolten a les plagiòclasis. El feldspat potàssic es clarament al.lotriomòrfic, situant-se en posicions intersticials. Sovint és pertític i dona lloc a textures mirmequítiques en contacte amb la plagiòclasi. La biotita es presenta en cristalls hipi a idiomòrfiques tabulars, generalment es troba englobada en el quars ó el feldspat potàssic. Pot presentar una alteració molt incipient a clorita. L'ortopiroxè i el clinopiroxè es presenten en cristalls incolors clarament idiomòrfics, localment es troben parcialment o total reemplaçats per hornblenda. A més de l'hornblenda formada a expenses dels piroxèns que és presenta en cristalls idiomòrfics a hipidiomòrfics prismàtics que s'agrupen en agregats radials ó fibrosos, també es troben cristalls hipidiomòrfics d'hornblenda. L'apatita i el zircó, a l'igual que en el cas de les granodiorites, es troben en forma de cristalls idiomòrfics petits inclosos dins d'altres fases minerals. A l'interior de les biotites el zircó dona lloc a la formació d'hal.los metamíctics.

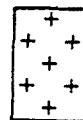
5.1.1.4.- ELS LEUCOGRANITS

Són roques equigranulars de gra mig (3 mm), de color blanc. Generalment en el sector estudiat, afloren en petites masses decamètriques en sectors restringits al contacte amb l'encaixant (Fig. 5.4).

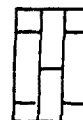
SW - NE



Leucogranit



Granodiorita



Marbres



Nivells calcosilicatats
(skarnoids)

0 5 mt

Fig. 5.4.- Faciès leucogranítica associada a un contacte intrusiu. Roc Gros, Baixa Cerdanya.

Solé i Sabaris (1949), Autran (1980b) troben més al nord de l'àrea d'estudi (Andorra) masses quilomètriques de leucogranit.

El feldspat potàssic es marcadament intersticial, i sovint pertític. La plagiòclasi es presenta en cristalls idiomòrfics amb una zonació marcada, localment de gra fi inclosos dins del quars o del feldspat potàssic. El quars és clarament intersticial i al·lotriomòrfic. El màfic més abundant és la biotita, la qual és poc abundant. L'apatita i el zircó es troben en forma de cristalls idiomòrfics de mida petita inclosos dins d'altres fases minerals.

5.1.2.- CARACTERISTIQUES D'INTRUSIO.

En els contactes intrusius dels granitoids amb els materials metamòrfics encaixants, s'observa la penetració del material igni per les superfícies de discontinuïtat (plans d'estratificació i diàclasis) indicant un emplaçament en un domini fràgil (Foto 5.3 i 5.4). També s'observa l'inclusió de blocs de roca encaixant a l'interior del granitoid (magmatic stoping). Com veurem al capítol 6, la pressió confinant en el moment de l'intrusió era al voltant de 2 Kb. En situacions geomètriques en que el contacte intrusiu talla les juntes d'estratificació dels marbres devonians amb gran angle, té lloc la formació de skarns (Fig. 5.5). En aquestes situacions també té lloc l'intrusió de làmines granítiques paral·lelament als estrats calcaris, aquestes làmines de potència mètrica i longitud decimètrica solen correspondre a granodiorites i leucogranits. Algunes d'aquestes làmines intrusives, es troben associades a la formació de skarns. Aquests es desenvolupen tant sobre els carbonats encaixants (exoskarn) com sobre la pròpia roca ignia (endoskarns), i tota la làmina intrusiva pot arribar a quedar transformada en un endoskarn (Foto

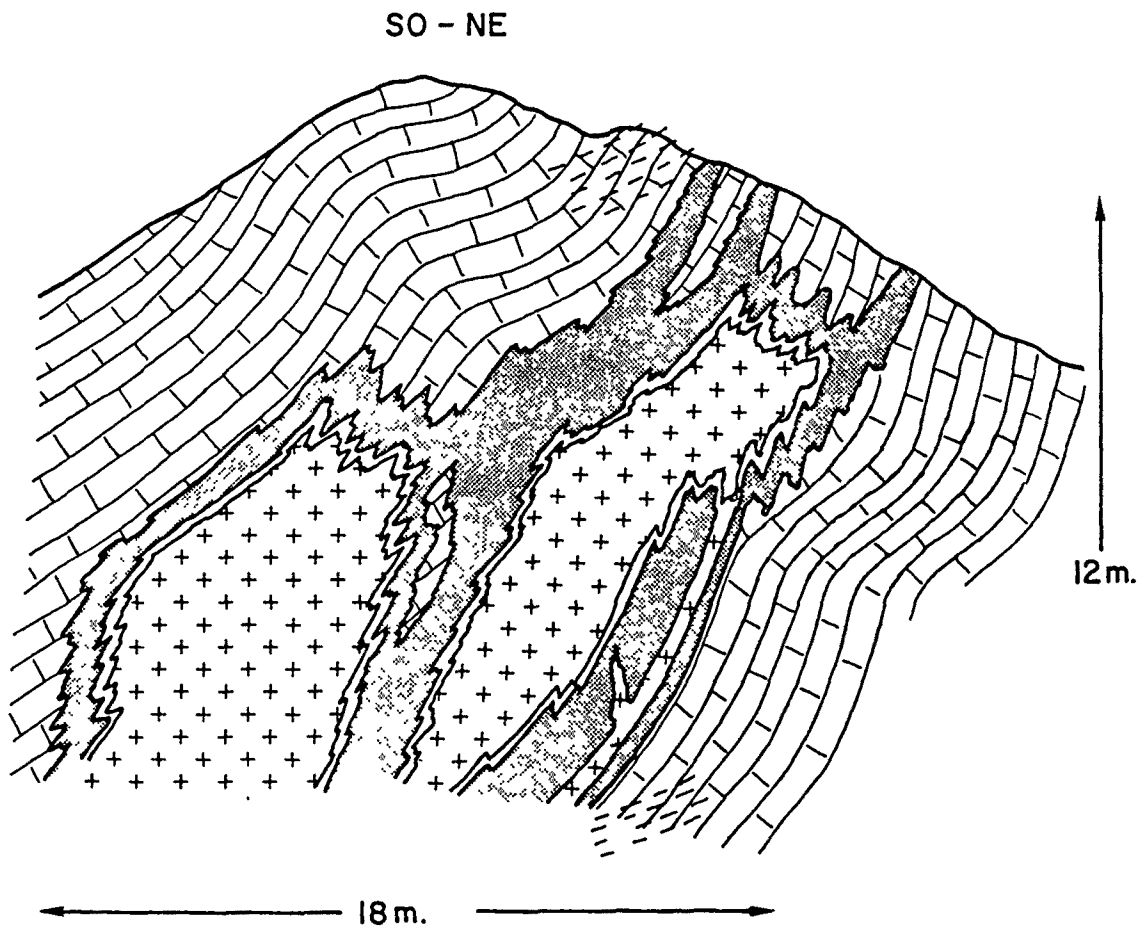


Fig. 5.5.- Skarn d'idocrasa no mineralitzat (esteril). Observeu el desenvolupament del contacte intrusiu i del propi skarn a partir de les juntes d'estratificació. Mirador de Llès - Sta. Llogaia (Baixa Cerdanya).

5.4). Altres làmines intrusives no donen lloc a processos metasomàtics, la qual cosa suggereix un empobriment local en vapor d'aigua en aquests cassos. Al capítol 8, tornarem sobre aquesta qüestió amb més detall.

A l'interior de les roques plutòniques s'han reconegut dos tipus d'enclavaments, cornubianítics i microgranuts. Els enclavaments cornubianítics són escasos i generalment es situen prop del contacte intrusiu amb els materials metamòrfics, normalment provenen de roques pelítiques presentant andalucita i/o sillimanita. Molt localment, també han estat observats enclavaments de corneanes càlciques, però sempre molt propers al contacte intrusiu.

Els enclavaments microgranuts són de mida decimètrica a mètrica, tenen una distribució irregular (Foto 5.5). Generalment són escasos, encara que localment poden formar acumulacions importants en les que la granodiorita biotítico-hornblèndica ocupa una posició intersticial. La composició dels enclavaments microgranuts varia generalment entre tonalita i monzodiorita, presenten continguts importants en biotita i hornblenda, la mida de gra oscila entre fina i mitjana (1-3 mm.).

Localment, en el sector nord de l'àrea hom pot observar diaclàsis amb turmalina (Foto 5.6). En el sector sud (vall del Segre-Arseguel) la turmalina és troba associada a filons de quars, o bé a skarns desenvolupats sobre les calcaries devonianes.

5.2.- EL SEGUICI FILONIA.

Les intrusions filonianes tallen totes les fàcies plutòniques descrites anteriorment, la qual cosa els hi dona un caràcter tardà.

Són escassos els afloraments de pòrfirs granítics, no és així amb les aplites i dics més bàsics, éssent aquests últims els més habituals.

No ha estat observada la presència de pegmatites, i sols en el sector de Sta. Llogaia ha estat observada un petit aflorament d'una roca leucocràtica de gra groller ($> 2\text{cm}$) de potència decimètrica i continuïtat mètrica.

5.2.1.- LES APLITES

Són roques equigranulars de gra fi (1 mm) de color blanc. L'ur potència es força variable, passant de pocs centímetres a 1 ó 2 metres, i predominant les potències inferiors al metre. Les aplites solen ésser força contínues seguint-se de l'ordre del centenar de metres. Els contactes amb l'encaixant solen ésser molt nets i rectilinis, no presenten vores de refredament. La majoria dels casos intrueixen dins de les diferents fàcies plutòniques i pràcticament mai en els materials encaixants lluny del contacte.

La mineralogia es molt simple: el quars i el feldspat potàssic són al·lotriomòrfics, el feldspat potàssic es el mineral més abundant, sovint és pertític, i localment hom pot observar textures mirmequítiques en el contacte entre la plagiòclasi i el feldspat potàssic. La Plagiòclasi es presenta en cristalls hipi a al·lotriomòrfics, les macles són rares, així com la zonació. Sovint presenten una lleugera alteració a sericita. La presència de muscovita i de biotita és variable, ambdues es presenten en forma de cristalls hipidiomòrfics tabulars. Localment les aplites presenten Turmalina (Chorlita) com cristalls hipi a idiomòrfics prismàtics. Pot presentar zonació, fàcilment visible

al microscopi òptic per variacions de coloració marró fosc a clar i blau fosc a clar.

5.2.2.- ELS PORFIRS GRANITICS.

Són roques amb fenocristalls de mida mitjana (3 - 6 mm), de color gris. Llur presència és escassa a tota l'àrea. Tenen una mida mètrica a decamètrica. Tenen vores de refredament i contactes nets amb l'encaixant.

La mineralogia és semblant a la dels seus equivalents plutònics.

Minerals essencials: quars, plagiòclasi, feldspat potàssic, biotita.

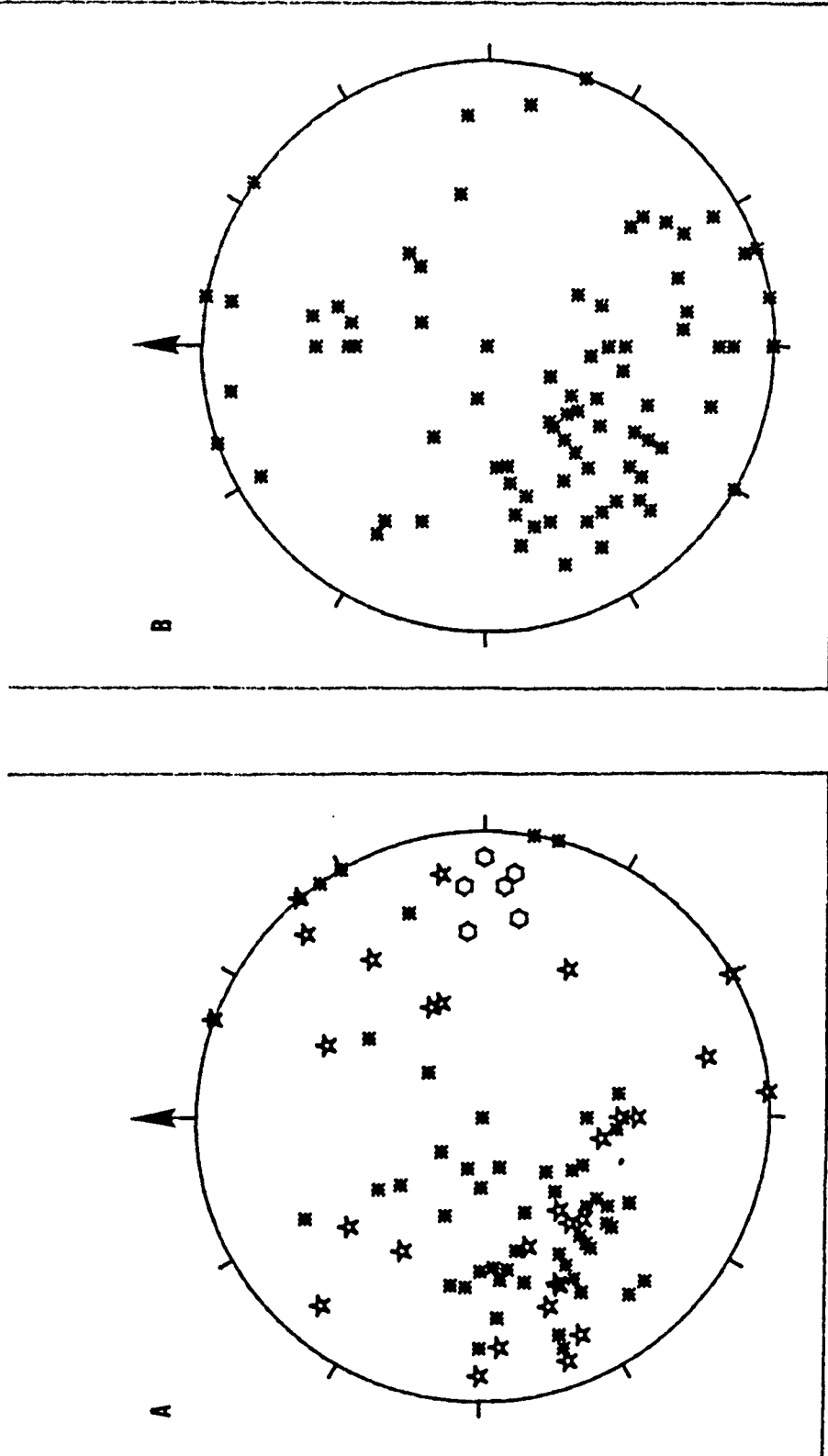
Minerals accessoris: Zircó, Apatita.

5.2.3.- ELS DICS BASICS.

L'orientació preferent dels dics bàsics es NO-SE coincidint amb la direcció principal de les falles dominants a l'àrea (Fig. 5.6). Alguns dics són afectats per aquestes fractures. També cal destacar la coincidència d'orientació d'aquestes fractures amb les d'algunes manifestacions volcàniques del Permià superior, properes a l'àrea d'estudi (Gisbert, 1981, Martí, 1985 i Bixel, 1984).

Els dics bàsics (lampròfirs de Hartevelt, 1970) són roques heterogranulars de gra fi (< 1 mm), de color verd fosc amb una composició química compresa entre diorítica i gabrodiorítica segons el diagrama DE LA ROCHE et al. (1980) (Fig. 5.7). Constitueixen els afloraments més abundants de roques filonianes de l'àrea. Solen ésser d'amplada variable des de decamètrica a mètrica, i una continuïtat quilomètrica (Fig A-1, annex 1). Intrueixen tant dins de les fàcies plutòniques com en els materials encaixants, malgrat que són més nombrosos a l'interior del massís. Els

Fig 5.6.- a) projecció de les direccions de les roques filonianes, b) projecció de les principals direccions de fractura presents a l'interior del cos plutonic. Observis la relació entre les direccions de les fractures i dels dics bàsics, així com la dispersió de les direccions dels dics d'apllita. Legenda (*) Dic bàsic, (☆) Dic d'apllita i (○) filó de quars amb turmalina.



contactes amb l'encaixant són nets, no presenten vores de refredament i sovint s'anastomosen.

La composició química dels dics bàsics oscil·la de diorita a gabre. Estan constituïts per una matriu microlítica de plagiòclasi i amfibols que localment envolta fenocristalls de plagiòclasi i de ferro-magnesiàns. En base a dades mineralogiques, químiques i texturals, i en una primera aproximació, aquestes roques es podrien trobar properes als lamprofirs de tipus Spessartites.

Ocasionalment presenten enclavaments arrodonits de roques diorítiques de gra groller (>1 cm).

Minerals essencials

La matriu és constituïda per cristalls idiomòrfics prismàtics de plagiòclasi i amfibol, amb una marcada orientació fluidal la qual cosa li confereix una textura microlítica.

Els fenocristalls són constituïts principalment per plagiòclasi, un mineral (Olivina ?) absolutament reemplaçat per clorita que recorda a la "pilita" descrita per Velde (1968) en els lamprofirs, ocelos de quars rodeixats de màfics, i més localment amfibols. La plagiòclasi és de mida mitjana (1 a 3 mm), idiomòrfica, i sovint presenta zonació. Els fenocristalls d'amfibol, menys abundants, són idi a hipidiomòrfics. Els fenocristalls són envoltats per la textura fluidal formada pels cristalls de la matriu.

Cal remarcar la diferència entre les clorites de les "pilites" i les formades per alteració dels amfibols de la roca. Les primeres consisteixen en agregats radials de clorites, que reemplacen a un mineral pre-existent del qual no en queda cap vestigi. Les clorites que reemplacen als amfibols de la matriu

són de gra fi i mai arriben a obliterated l'anfibol del tot, malgrat la menor mida d'aquest respecte les pilites.

Localment també es troben cristalls idiomòrfics de zircó, apatita i pirita.

Minerals accessoris

El quars és presenta en forma d'ocelos, i llur inestabilitat amb la resta dels minerals del lampròfir es demostra per l'existència de corones de reacció al seu voltant (Foto 5.7). Aquestes són constituïdes per un piroxè incolor que sempre es col.loca entre el quars i la resta dels minerals constituïents del lamprofir. El quars està clarament cariat, donant morfologies amigdaloides (Foto 5.8).

Aquestes roques mostren un avançat estat d'alteració, presentant una intensa sericitatització i epiditització de les plagioclasis. Tot el conjunt de la roca mostra una forta transformació a calcita.

5.3.- GEOQUIMICA

Les roques plutòniques d'aquests sector del massís presenten una variació composicional limitada (Taula 5.1), si bé aquesta s'incrementa sensiblement al considerar els enclavaments microgranuts i les roques filonianes associades a elles (Taula 5.2).

El diagrama AFM sovint és utilitzat per a determinar el caràcter de les associacions ígnies. Si representem conjuntament totes les roques estudiades en aquest diagrama (Fig. 5.8), podem observar que es defineixen clarament dues tendències, 1) una, més rica en ferro, i amb una relació Fe/Mg quasi constant, determinada per les roques plutòniques i els enclavaments microgranuts i 2) una altra, molt més magnèsiques i amb una relació Fe/Mg variable constituïda per les roques filonianes bàsiques.

Una distribució semblant pot observar-se en el diagrama $Mg/(Mg+Fe)$ sobre el paràmetre B (Debon i Le Fort, 1983; Debon i Le Fort, 1988) en el que tant les roques plutòniques com els enclavaments microgranuts constitueixen una associació lleugerament fèrrica (Fig. 5.9), que es distingeix no sol de les roques filonianes bàsiques sinó també de la majoria dels granitoids pirinaics situats més a l'oest de l'àrea estudiada i de tipologia preferentment més magnèsica (Debon, 1988; Enrique, 1989). Aquesta associació presenta no gens menys certes similituds amb alguns plutons més orientals, en particular amb el batòlit de St. Laurent-La Jonquera (Autran et al., 1970; Cocherie, 1985; Liesa, 1988).

Si es consideren les roques plutòniques i els enclavaments microgranuts independentment de les roques filonianes bàsiques pot observar-se que constitueixen una associació de tipus aluminic-cafèmic tal com posa

FACIES	GRANODIORITA BIOTITICA	GRANIT BIOTITIC	
n	27	2	
SiO ₂	68.23	73.65	
TiO ₂	.45	.27	
Al ₂ O ₃	15.02	13.18	
Fe ₂ O ₃ t	3.82	2.63	
MnO	0.07	0.05	
MgO	1.16	0.52	
CaO	2.80	1.58	
Na ₂ O	3.07	3.00	
K ₂ O	3.94	3.82	
P ₂ O ₅	0.13	0.08	
P.F.	1.02	0.87	
Total	99.71	99.65	
A	12	24	
B	82	49	
Q	162	212	
P	-65	-44	
F	311	294	
Mg/(Mg+Fe)	0.37	0.28	
Cuarzo %	29.19	38.20	
Maficos %	14.77	8.83	
Feldespatos %	56.03	52.97	
Nomenclatura	R1R2 QP-AB	GD AD-III	GR GR-II

Taula 5.2.- Composicions químiques mitjanes i paràmetres característics de les principals fàcies plutòniques cartografiades; n= nombre de mostres analitzades. Fe₂O₃t = ferro total; P.F. = perdua per calcinació a 1000 °C; A = Al-(K+Na+2Ca), B = Fe+Mg+Ti, Q = Si/3-(K+Na+2Ca/3), P = K-(Na+Ca), F = 555-(Q+B). Percentatges mineralògics calculats a partir de la composició química (De La Roche, 1964). La nomenclatura es refereix a les classificacions de De La Roche et al., 1980 (R1-R2) i Debon i Le Fort, 1988 (QP-AB): GD granodiorita, GR granito, AD adamellita (monzogranito).

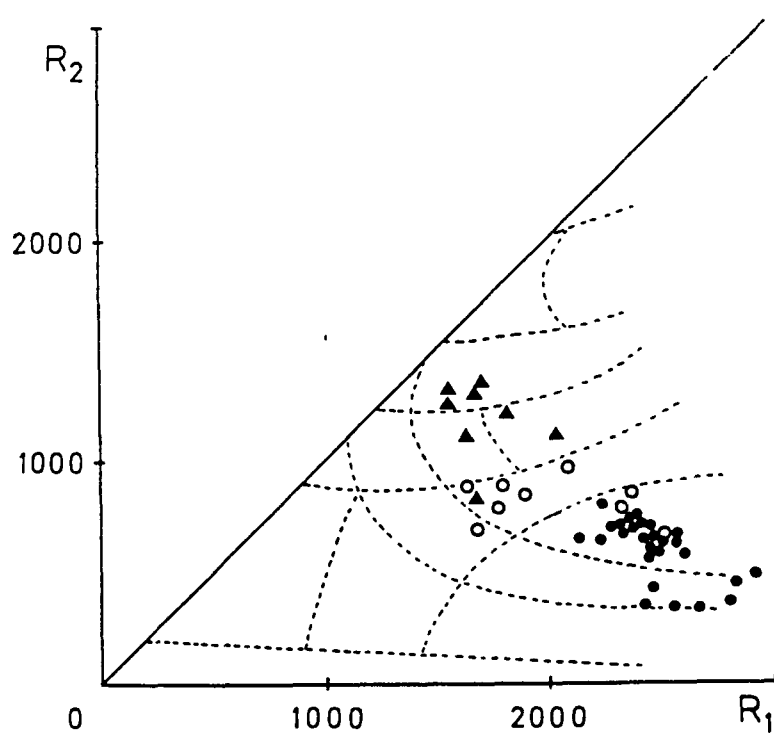


Fig 5.7.- Diagrama R1-R2. Roques plutòniques (cercles), filonians (triangles) i enclavaments microgranuts (circunferències).

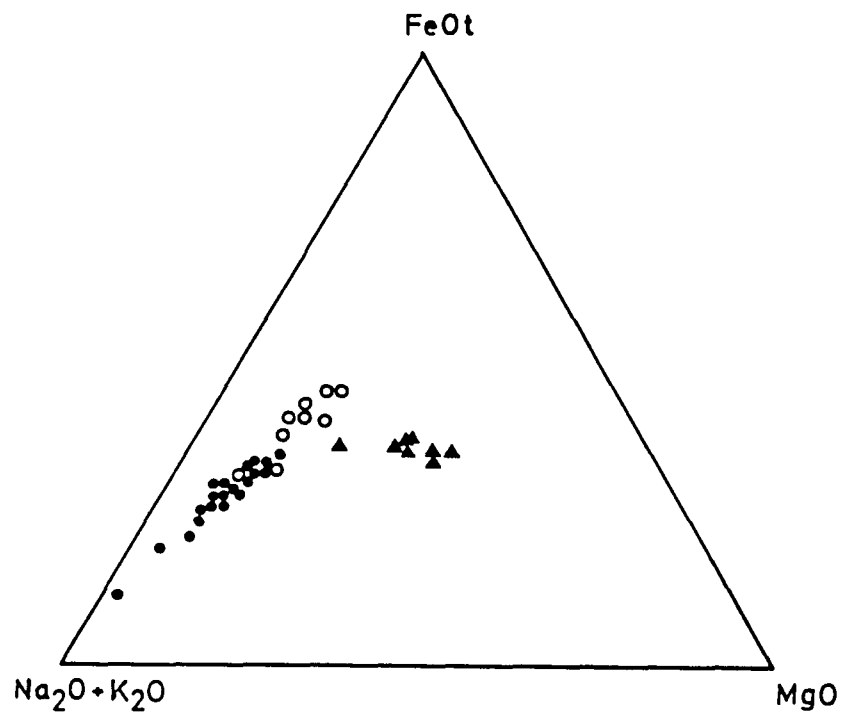


Fig. 5.8.- Diagrama AFM. Roques plutòniques (cercles), filonians (triangles) i enclavaments microgranuts (circunferències). El vèrtex A correspon a la suma dels àlcals ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), el vèrtex F és el ferro total expressat com FeO i el vèrtex M representa el contingut en MgO . Tots ells en tant per cent en pes.

en evidència llur representació en el diagrama A-B de Debon i Le Fort (1983), on es destaca una preponderància de termes lleugerament peraluminics junt a una escassa proporció de termes rics en minerals màfics (Fig. 5.10).

A l'igual que la resta dels granitoids pirinaics "en massissos superiors", l'associació plutònica corresponent al sector sudoccidental del massís d'Andorra-Mont Lluís mostra unes característiques generals de tipus calcoalcali (Figs. 5.7 i 5.8) si bé presenta una certa tendència cap a tipus subalcalins tal com queda reflectit en la pendent pronunciada de les mostres en el triangle QBF (Debon i Le Fort, 1983) (Fig. 5.11).

La representació de les mostres en el diagrama R_1R_2 ens indica l'existència d'un predomini de termes granodiorítics típicament calcoalcalins (Bowden et al., 1984; Batchelor i Bowden, 1985), si bé els enclavaments mostren un clar desplaçament cap a tipologies monzonítiques, la qual cosa causa una important disminució a la pendent del núvol de punts del diagrama. Malgrat tot, l'ausència de stocks de roques plutòniques bàsiques reconegudes en aquest sector limita considerablement la caracterització de la sèrie, ja que els enclavaments, degut a llur mida petita poden haver estat modificats químicament per el granitoid encaixant, particularment respecte als àlcalis (Leterrier i Debon, 1978; Enrique, 1985). La mateixa raó impedeix la determinació de l'índex de Peacock degut a les modificacions de les relacions àlcalis/calci, s'hi s'inclouen els enclavaments en el càlcul, o a l'excesiva extrapolació si es prescindeix d'ells.

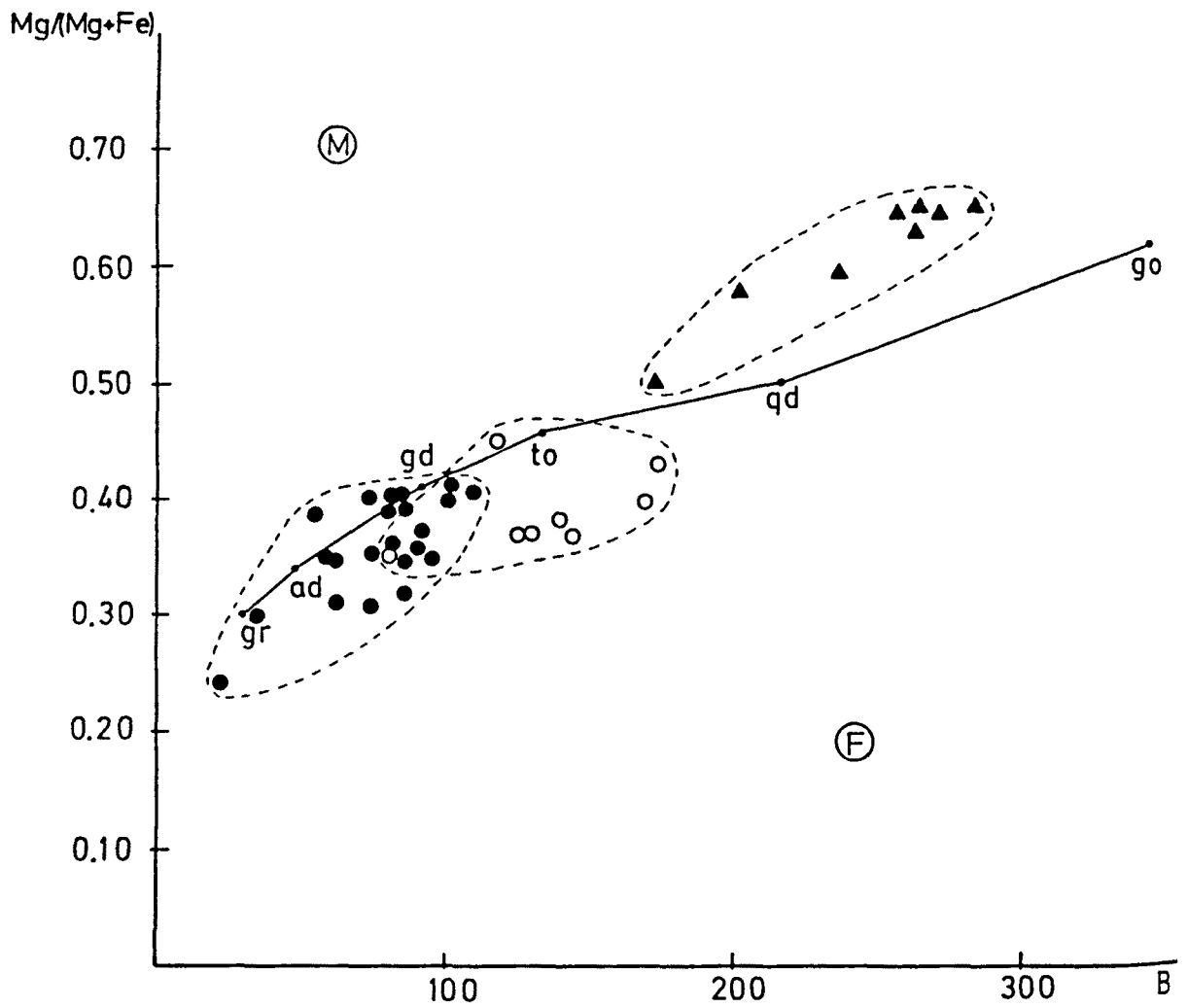


Fig. 5.9.- Diagrama Mg/(Mg+Fe) sobre el paramentre B de Debon i Le Fort (1988). M- Associació magnésica, F- Associació ferrica.

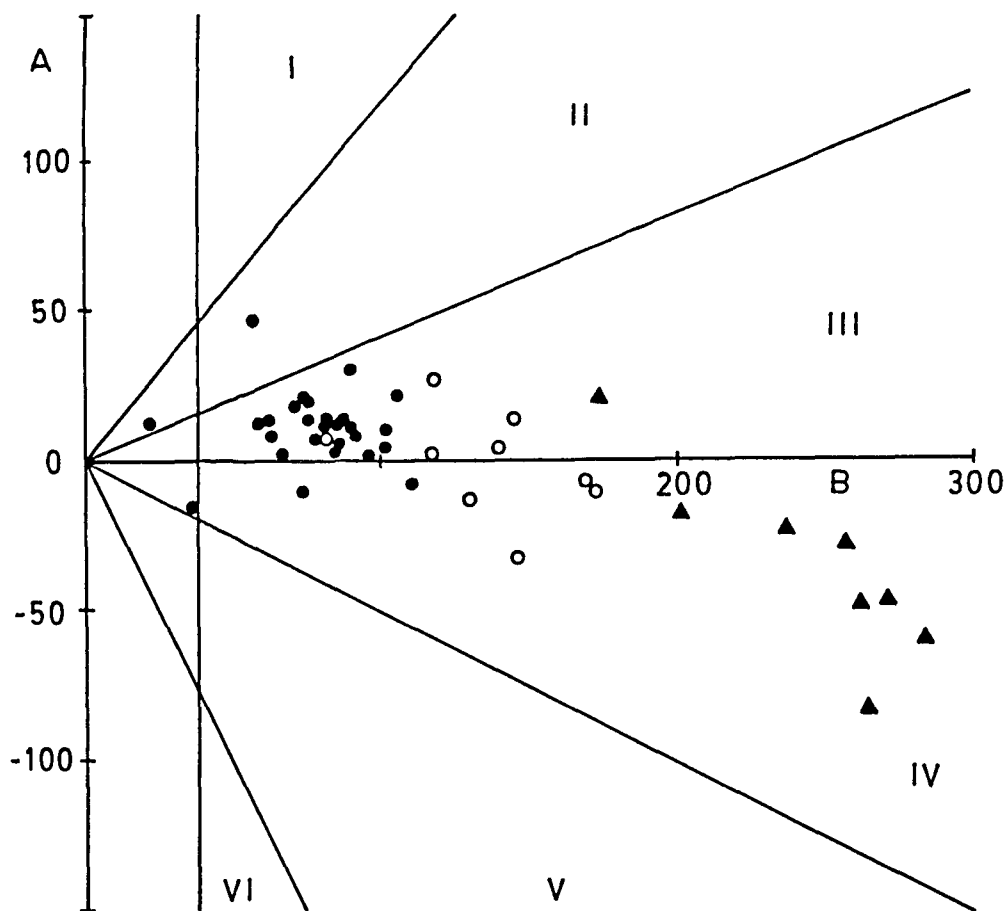


Fig 5.10.- Diagrama AB. Roques plutonics (cercles), filonianes (triangles) i enclavaments microgranuts (circunferencies).

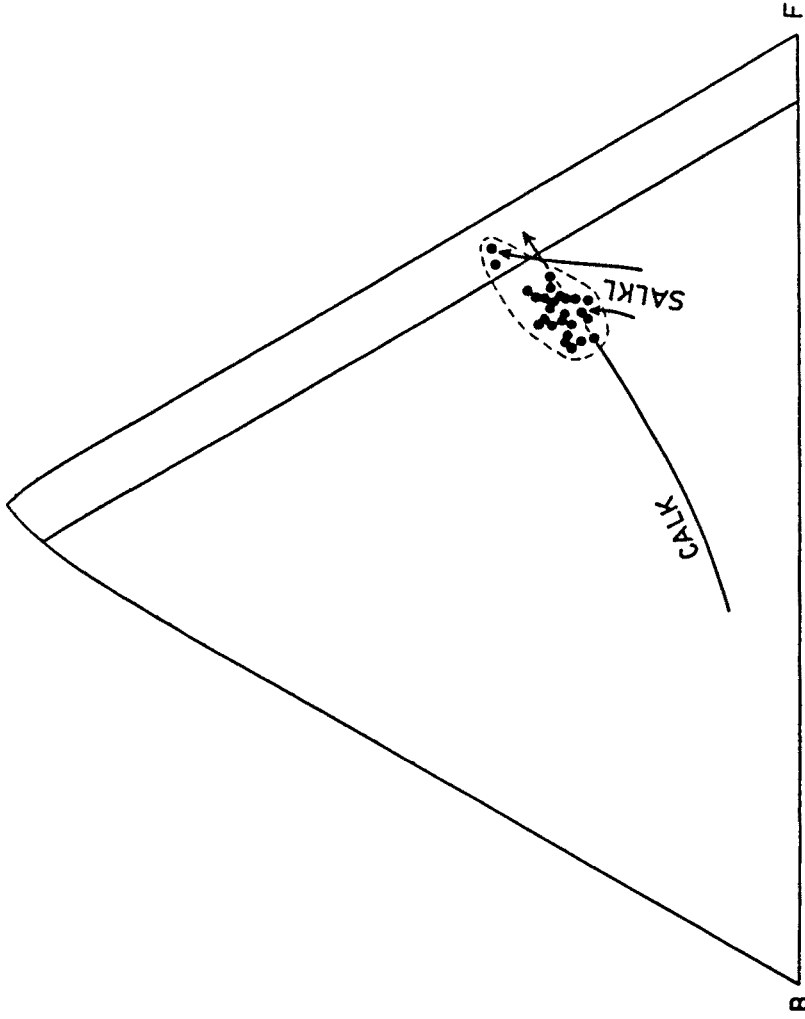


Fig 5.11.- Diagrama QBF (Debon i Le Fort, 1983): Q = $\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$; B = $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$. CALK = tendència calcoalcalina; ASLKL = tendències subalcalines leucocràtiques. Observis la tendència lleugerament subalcalina de les roques plutòniques (cercles), mostrada per la pendent de les mostres en el diagrama.

5.4.- LES CONDICIONS DE CRISTAL·LITZACIO.

La necessitat de dades sobre la temperatura de solidificació del magma per poder interpretar els endoskarns magmàtics presents en l'àrea (capítol 8.2), ens ha portat a calcular la temperatura mínima i màxima de cristal·lització d'aquest.

La presència en contacte de clinopirixè i ortopiroxè en contacte, a les facies granodioritiques, ens ha permès calcular la temperatura del magma en el moment de la cristal·lització d'aquests minerals. Com que aquests minerals presenten morfologies hipi a idiomòrfiques, i localment són englobats per les plagiòclasis, la temperatura donada per aquest geotermòmetre pot ser superior a la temperatura del magma en el moment d'intrusió en els materials actualment en contacte. Per aquest motiu, hem fet un càlcul aproximatiu, de la temperatura del magma en el moment de l'intrusió en els materials actualment encaixants, mitjançant el metode de Jaeger (1957).

5.4.1.-LES CORONES D'ANFIBOL ENVOLTANT ELS PIROXENS.

L'existència de corones d'anfibol envoltant els piroxens, indica un increment de la pressió d'aigua. Localment s'ha observat la presència de piroxens (orto i clino) sense corones d'anfibol, mentre que properament a alguns skarns s'ha observat el reemplaçament quasi total dels piroxens pels amfibols, la qual cosa suggereix un increment local en la pressió d'aigua i per tant el pas localitzat de fluids. Malgrat tot, són necessaris estudis més detallats per tal de demostrar aquesta hipòtesi.

5.4.2-EL GEOTERMOMETRE ORTO-CLINOPIROXE.

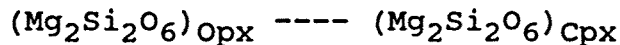
Per a l'utilització d'aquest geotermòmetre ens basem en els següents punts:

- Els dos piroxens semblen haver cristal·litzat en equilibri.

- Tant els orto com els clinopiroxens no presenten una zonació marcada, per la qual cosa, en principi, podem prescindir de quines són les parts d'ortopiroxè que estan en equilibri amb les del clinopiroxè.

- Tant a la granodiorites com a les quar-diorites, els piroxens estan englobats per les plagioclasis, pel que les temperatures obtingudes poden aproximar-se a la temperatura inicial del magma.

Aquest geotermòmetre es basa en les reaccions de partició Fe^{2+} , Mg^{2+} entre orto i clinopiroxè en equilibri.



Existeixen diverses fórmules que defineixen el geotermòmetre (Wood i Banno, 1973; Saxena i Nehru, 1975; Wells, 1977). Wells (1977) critica la fórmula del geotermòmetre de Wood i Banno (1973) perquè no té en compte l'efecte de l'alumini i del ferro, que en els sistemes naturals influeixen sobre el coeficient de partició: l'alumini disminueix la solubilitat de l'Enstatita a la diòpsida i el ferro augmenta la dissolució de l'ortopiroxè en el clinopiroxè. Basant-se en dades experimentals més recents, Wells fa una nova calibració del geotermòmetre, en la que es té en compte l'influència del ferro. El mateix autor considera que l'efecte de l'alumini és despreciable per sota del 12% de Al_2O_3 en el clinopiroxè. La fórmula proposada per aquest autor és:

$$T \text{ (K)} = \frac{7341}{3.555 + 2.44 * X_{Fe} - \ln K}$$

$$K = a_{Mg_2Si_2O_6}(cpx) / a_{Mg_2Si_2O_6}(opx)$$

Per calcular la temperatura, hem utilitzat dos piroxens (clino i orto) que estan en contacte, trobant una temperatura de 915 °C. Les anàlisis dels piroxens es troben a l'annex 3.

5.4.3.- ESTIMACIO DE A TEMPERATURA SEGONS EL METODE DE JAEGER (1957).

D'altra banda podem estimar aproximadament la temperatura del magma en el moment de la intrusió mitjançant el mètode indirecte de Jaeger (1957).

Tal com veurem al capítol 6, la temperatura màxima del metamorfisme de contacte en els materials immediats al contacte amb la granodiorita, es de 625 C i la pressió litostàtica mínima en el moment de l'intrusió era de 2,2 Kbars.

Segons Winkler (1978), la temperatura de la roca encaixant al contacte amb una roca plutònica és un 60 % de la temperatura del magma. D'aquesta manera podem aproximar-nos a la temperatura del magma.

Asumim una densitat de 2,7 g/cm³ pels sediments hercinians, i un gradient geotèrmic de 25 C/Km durant el paleozoic podem calcular la temperatura inicial de la roca regional abans de la intrusió (Tr)

$$2,2 \text{ kbars} = 7,4 \text{ Km} - Tr = 7,4 \text{ Km} * 25 \text{ C} / \text{ Km} = 185 \text{ C}$$

Sabem la temperatura del metamorfisme de contacte (Tm) i la temperatura inicial de la roca, per tant

podem estimar la temperatura del magma (Ti) que serà igual a

$$Ti = 100 (Tm - Tr) / 60$$

$$Ti = 100 (625 - 185) / 60 = 733 \text{ C.}$$

Suposant una cristallització del clino i ortopiroxè "in situ", hom pot observar una diferència substancial entre els dos mètodes. Malgrat tot, aquesta diferència també podria respondre, a una cristallització dels piroxens en un primer estadi magmàtic, en posicions més profundes, i per tant que quan el magma arriba en contacte amb els materials actualment encaixants el geotermòmetre clino-ortopiroxè ja estiguis tancat.

5.5.- CONCLUSIONS.

Les roques plutòniques de la part sud-occidental del batòlit d'Andorra-Mont Lluís estan constituïdes principalment per granodiorites biotítico-hornblèndiques, granodiorites biotítiques, granits biotítics i leucogranits, sense contactes intrusius evidents entre elles.

El batòlit es troba travessat per un conjunt de dics bàsics, les composicions dels quals difereixen significativament de les roques plutòniques encaixants. Aquests dics tallen als dics d'aplita, la qual cosa els hi dona un caràcter més tardà.

Com a hipòtesi podem assenyalar que aquests dics de composició bàsica podrien estar relacionats amb els darrers episodis del volcanisme tardi-hercinià.

Prenen en consideració les roques plutòniques, ja sigui independentment o conjuntament amb els enclavaments microgranuts, constitueixen una típica associació aluminic-cafèmica amb la major part dels

Foto 4.5.- Detall de la foliació de fractura present en un filó de quars. Pic de Perafita (Baixa Cerdanya).

Foto 4.6.- Detall de la fractura del Pont d'Ardaix a la vall del Segre. Observeu l'intensa cloritització associada a la fractura i la penetrativa esquistositat de fractura associada.

Foto 4.7.- Foto mostrant l'encavalcament dels materials silurians sobre materials presumiblement d'edat neògena a la vall del Segre. (Martinet de Cerdanya, Baixa Cerdanya).

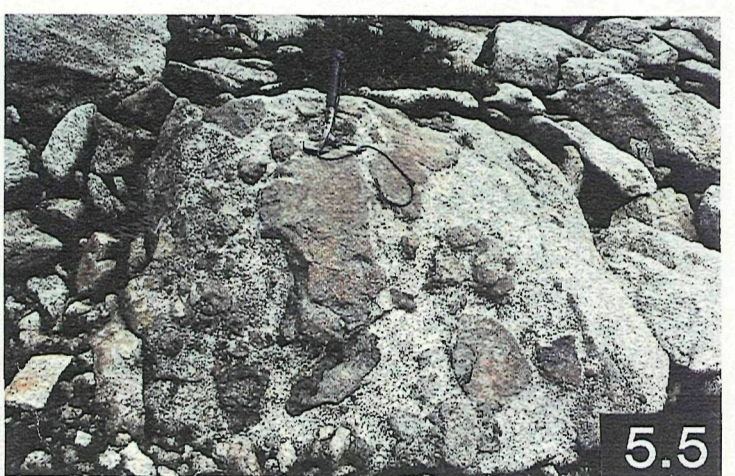
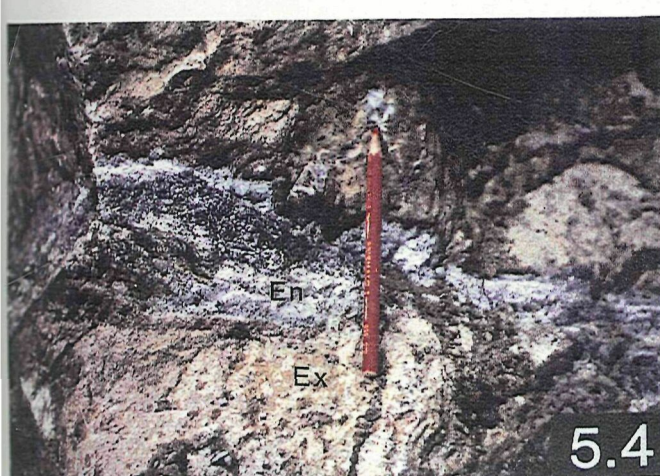
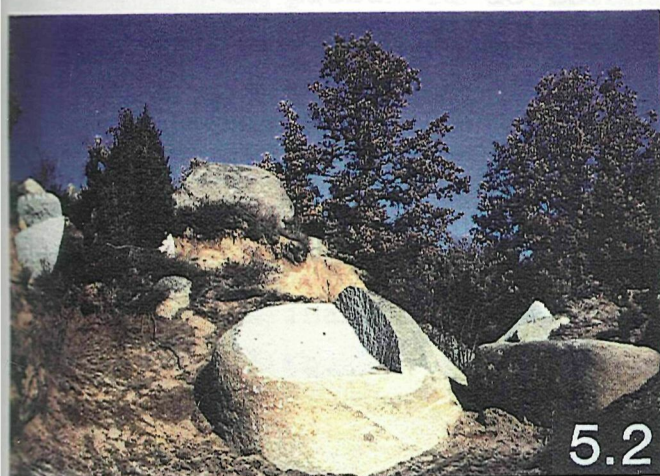
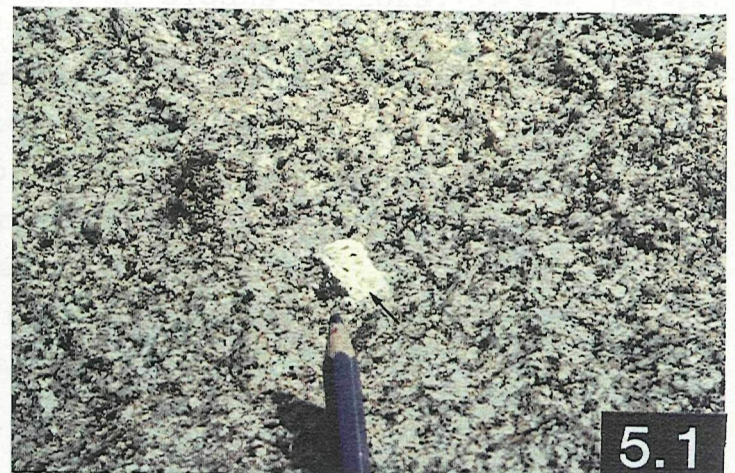
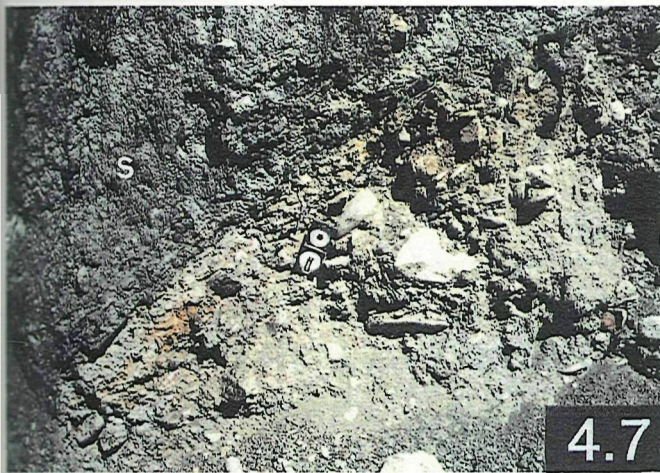
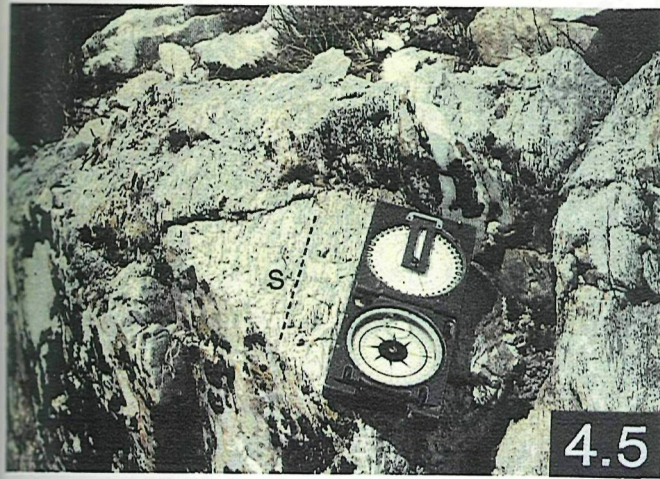
Foto 5.1.- Fenocristall de microclina en la granodiorita biotítica, sector dels estanys de la Pera (Baixa Cerdanya).

Foto 5.2.- Boles de granodiorita biotítica formades per disjunció bolar. Aquestes són aprofitades pels picapedrers de l'àrea per la fabricació de llambordes i altres estris. Sector de Lles (Baixa Cerdanya).

Foto 5.3.- Contacte intrusiu entre la granodiorita biotítica i els materials de l'Ordovicià superior, on es pot observar la penetració del material igni a partir de fractures i diaclasis. Martinet (Baixa Cerdanya).

Foto 5.4.- Transformació en endoskarn del material igni penetrat a partir d'una fractura en els materials devonians. Pont d'Ardaix (Baixa Cerdanya).

Foto 5.5.- Enclavament microgranuts en la granodiorita biotítica (Tossa Plana de Lles, Baixa Cerdanya).



termes un xic peraluminics. Tanmateix, malgrat el rang composicional limitat, mostren unes característiques calcoalcalines amb una lleugera tendència subalcalina i una baixa relació Mg/Mg+Fe).

Els enclavaments microgranuts són presents a la major part de les fàcies estudiades si bé llur abundància augmenta notablement en alguns sectors.

La temperatura d'intrusió del magma es situa properament als 900 °C, temperatura de tancament del geotermòmetre clino-ortopiroxè. La temperatura estimada a partir de la temperatura del metamorfisme de contacte és lleugerament més baixa (725 °C), però molt menys precisa que l'anterior. Aquestes temperatures podrien respondre a la temperatura màxima i mínima de cristallització.

La presència de corones d'anfíbol, al voltant dels piroxens (clino i orto), indiquen un augment de la pressió d'aigua en els darrers estadis.

El batolit ha intruït en condicions altes de l'escorça, tal com mostra el comportament fràgil, dels materials encaixants (magmatig stopping). La pressió de confinament en el moment de l'intrusió era al voltant dels 2 Kb.

evoluciona des de fugacitats per sota del tampó pirita-pirrotina-magnetita, fins a f_{O_2} tamponades pel tampó quars-fayalita-magnetita, tal com indica la termoquímica de les clorites. La f_{Te_2} de la solució mineralitzant en el moment de la diposició dels sulfurs era baixa, com indica la presència de fases de S-Te-Bi, la manca de fases de Te-Bi i d'hessita. La fracció molar de CO_2 del fluid metasomàtic, es comprimeix durant la formació del skarn entre 0.02 i 0.01, tal com indiquen les inclusions fluides, la presència d'idocrasa i els isòtops estables de C i O.

D'acord amb les dades isotòpiques de C i O, el fluid metasomàtic evoluciona des del contacte intrusiu cap el marbre, amb un flux canalitzat a través de les juntes d'estrat i un flux difús a través de tota la roca encaixant. El procés dominant és un intercanvi isotòpic, principalment en sistema obert, entre el marbre i el fluid metasomàtic.

Foto 8.3.9.- Remplaçament de l'hedenbergita (Hd) per andradita (And) en el skarn massís de Sta, Llogaia.

Foto 8.3.10.- Aspecte dels skarns de difusió, sobre els que es desenvolupa el skarn d'infiltració. La fotografia correspon als nivells situats a 100 m del contacte intrusiu.

Foto 8.3.11.- Detall del sector mineralitzat del skarn Sk-404. Llegenda: idocrasa (I), quars + calcita + clorita (Q), prehnita (P).

Foto 8.3.12.- Detall de la mateixa mostra que la Foto 8.3.11, sota llum ultravioleta d'ona curta. Observeu la situació de la scheelita principalment associada als sectors amb quars + calcita + clorita.

Foto 8.4.1.- Detall del skarn Sk-413. Observeu el desenvolupament de l'hedenbergita (Hd) en agregats radials de cristalls de mida decimètrica.

Foto 8.4.2.- Paragènesi de quars (q) + calcita (C), reemplaçada per vetes d'hedenbergita (h). (Skarn Sk-124)

Foto 8.4.3.- Andradita estannífera (A), les composicions més riques en estany presenten color verd. Observeu la zonació dels granats en contingut d'estany i la posició intersticial del sulfurs (S). (Sk-480)

Foto 8.4.4.- Cristall d'hedenbergita (H) reemplaçat per andradita (Gr). Observeu el reemplaçament preferent segons els plans d'exfoliació del piroxè. (Sk-413)