

**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

6.- METAMORFISME.

6.- METAMORFISME.

Els materials del pirineu afectats per l'orogènia herciniana són afectats per diverses fases deformatives a les quals s'associa un metamorfisme regional de baixa pressió i alta temperatura. La intrusió de plutons, bàsicament de composició àcida, provoca un metamorfisme de contacte.

Els materials paleozoics de l'àrea d'estudi situats per sota de la discordança pre-Herciniana, han sofert dos episodis metamòrfics lligats a l'orogènia herciniana, un metamorfisme regional associat a la principal fase de deformació herciniana i un metamorfisme de contacte associat a la intrusió del plutó d'Andorra - Mont Lluís.

6.1- EL METAMORFISME REGIONAL.

En els afloraments de l'orogen hercinià de la serralada Pirinenca, es distingeixen dos dominis (Zwart, 1986): un domini estructural superior (supraestructura) caracteritzat per plecs i clivatges amb forts cabussaments i roques de feble grau metamòrfic (epizona), i un domini estructural inferior (infraestructura) caracteritzat per plecs i foliacions amb cabussament baix i roques d'alt grau metamòrfic. Les zones de metamorfisme regional d'alt grau (domini estructural inferior), es localitzen en bandes estretes, concentrades al voltant dels doms tèrmics, els nuclis dels quals estan constituïts per gneïsos o migmatites. La zona amb grau metamòrfic baix (domini estructural superior), es localitza en amplies zones amb poques variacions mineralogiques ocupant la major part dels afloraments de l'orogen hercinià de la zona axial dels Pirineus (Fig. 6.1).

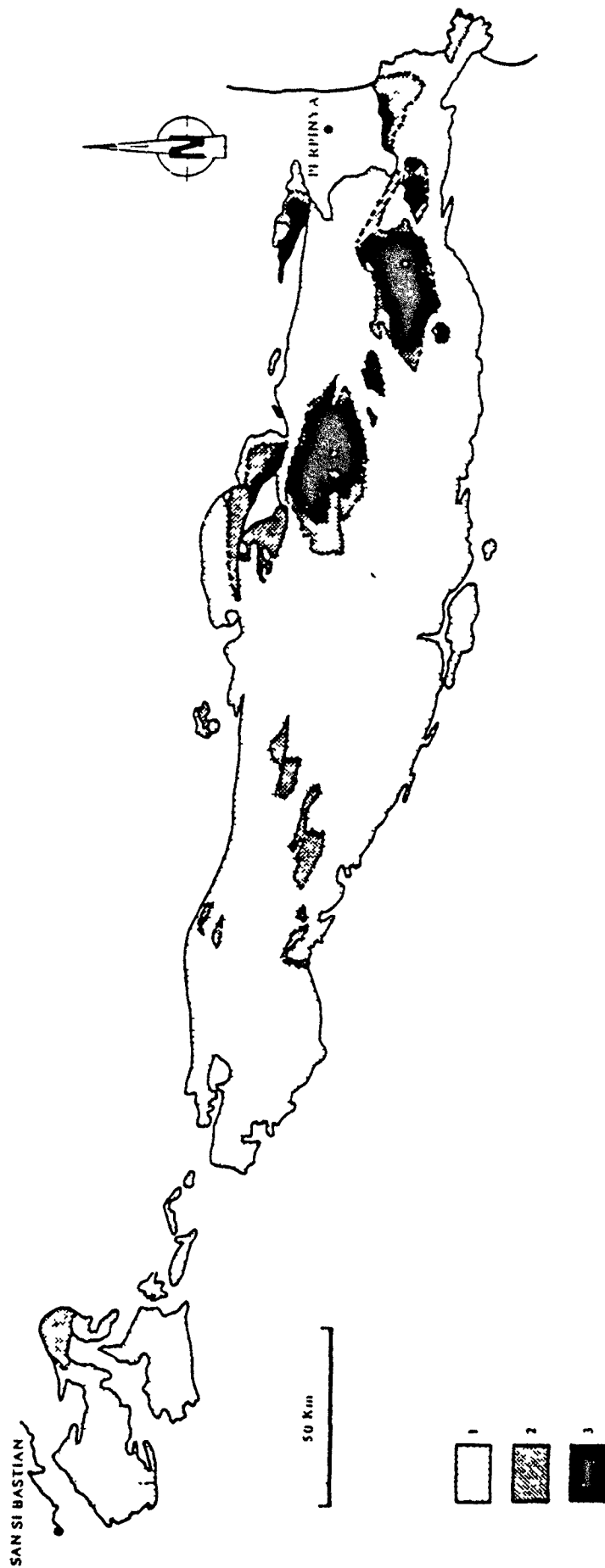


Fig. 6.1.- Mapa esquemàtic de la distribució de les àrees de metamorfisme i la seva relació amb el massissos gneissics. Legenda: paleozoic no metamòrfic o epizonal i granitoides intrusius tardans (1); metasediments mesozonals (2); grups gneissics meso i catazonals (3). Segons Carreras et al. (1984).

Els materials de l'àrea estudiada se situen en el domini de grau baix, lluny de qualsevol dom tèrmic. Els carbonats no arriben a recristal·litzar, aquests són constituïts principalment per calcita i en menor proporció quars, sericita i clorita. En cap cas s'ha observat la presència de minerals indicadors del grau metamòrfic. En els materials pelítics s'observa la neoformació de moscovita i clorita, paral·lelament a la foliació regional.

6.2.- EL METAMORFISME DE CONTACTE.

La majoria dels granitoids intrusius hercinians dels Pirineus s'emplacen a l'epizona, per la qual cosa el metamorfisme de contacte se sobreimposa a un metamorfisme regional de grau baix, fet que condiciona la formació de les aureoles de contacte ben desenvolupades.

La intrusió de la granodiorita d'Andorra ha modificat en gran manera les roques encaixants, ja sigui per les reaccions esdevingudes per l'augment tèrmic associat a la intrusió, sigui pels processos metasomàtics associats a aquesta.

En el present apartat sols tractarem el metamorfisme de contacte en els materials pelítics i el metamorfisme de difusió en els materials carbonàtics, deixant el metamorfisme d'infiltració (skarns) per un únic apartat al ser aquest l'objectiu del present treball (capítol 8).

6.2.1.- EL METAMORFISME DE CONTACTE A LES PELITES.

Els materials pelítics d'edats pre-caradociana i ordoviciana superior són afectats pel metamorfisme de contacte. El metamorfisme de contacte es manifesta per la neoformació de biotita, cordierita, andalusita i molt localment sil·limanita. Aquests minerals es

troben distribuïts espacialment al voltant de la intrusió, i mostren una clara zonació que, de la part més interna de l'aurèola cap a la més externa dona la següent seqüència paragenètica:

A-biotita

B-cordierita + biotita + moscovita

C-andalusita + cordierita + biotita + moscovita

D-sil.limanita + andalusita + feldspat K + quars + moscovita + biotita

Localment en el contacte del material encaixant amb el granitoid, ha estat observada una paragènesi de corindó + feldspat potàssic + anortita + hercinita + biotita.

La paragènesi A correspondria al límit entre metamorfisme de grau mitjà i de grau alt (Winkler, 1978), mentre que les paragènesis B i C correspondrien al metamorfisme de grau mitjà definit pel mateix autor, i finalment la paragènesi D correspondria al metamorfisme de grau baix.

Van Bosse i Williams-Jones (1988) observen a l'aurèola metamòrfica del plutó de McGerrigle (Quebec), una zonació de paragènesis entorn del plutó molt semblants a les descrites aquí.

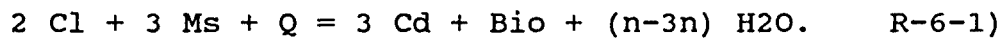
L'aparició de la biotita.

S'ha observat la neoformació de biotita, aquesta es troba en paragènesi amb clorita + moscovita + quars. Malgrat que no s'ha observat la reacció de formació, la biotita podria formarse a expenses de la clorita, la moscovita i el quars.

La paragènesi Cordierita + Biotita + moscovita.

Aquesta paragènesi és la més ben desenvolupada a tot l'àrea. L'aparició de la cordierita, és palesa sobre el terreny per l'aparició del típic pigallat. Aquesta és marcadament poiquiloblàstica, i engloba quars, moscovita, biotita i minerals opacs. Generalment es troba alterada a pinnita (Foto 6.1).

La cordierita i la biotita es troben molt sovint en contacte, per la qual cosa aquesta paragènesi podria ésser controlada per la reacció (Seifert, 1970; Thompson, 1974):



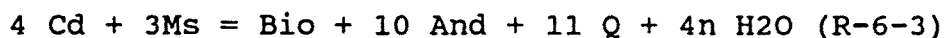
on n és el número de mols de H₂O continguts a la cordierita.

La paragènesi Andalusita + Cordierita + Biotita + Moscovita.

Aquesta paragènesi de grau mitjà (Winkler, 1978), presenta una distribució més local a l'àrea estudiada. L'aparició de l'andalusita a partir de la reacció R-6-2 incrementa el número de fases en 1. Aquesta reacció es pot expressar com:

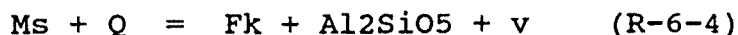


Aquesta reacció (Burnell i Rutherford, 1984; Thompson, 1974), d'acord amb les observacions realitzades implica la desaparició de la clorita. Exhaurida aquesta, les cornubianites amb biotita, cordierita i andalusita defineixen una zona divariant controlada per la reacció:



La paragènesi Sil.limanita + Andalusita + Quars + Feldspat K + Moscovita.

L'aparició del feldspat potàssic és controlada per la reacció (Kerrick, 1972):



Localment en aquesta paragènesi ha estat observada la presència d'andalusita i sil.limanita, aquests dos polimorfs no han estat trobats mai en contacte. La sil.limanita no és forma a partir d'andalusita, sino que nuclea independentment d'aquesta.

L'equilibri dels polimorfs de Al_2SiO_5 i de la reacció R-6-3, depèn de la fracció molar d'aigua i de l'activitat dels components. Com veurem al parlar del metamorfisme de contacte en les roques carbonatiques, la formació d'idocrasa en aquests materials indica una $X_{\text{H}_2\text{O}}$ elevada (~ 0.9) (Ito i Arem, 1970; Valley et al., 1985). Aquestes reaccions per $X_{\text{H}_2\text{O}}$ fixades, intersecten en un punt invariant. A la gràfica P-T (Fig. 6.2), podem observar que el punt invariant $\text{And} + \text{Sil} + \text{Ms} + \text{Fk} + \text{Q}$ se situa a $P = 2,2 \text{ Kb}$ i $T = 600 \text{ }^\circ\text{C}$ per $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$, $a_{\text{MS}}=1$ i $a_{\text{FK}}=1$. Mentre que per $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.8$, $a_{\text{MS}}=0.8$, $a_{\text{FK}}=1$ se situa a $P = 1,8 \text{ Kb}$ i $T = 625 \text{ }^\circ\text{C}$. En definitiva el metamorfisme de contacte, assumint una $X_{\text{H}_2\text{O}}$ compresa entre 1 i 0.8, i per una activitat de la moscovita de 0.8, tingué lloc al voltant dels $600 \text{ }^\circ\text{C}$ i 2 Kb . Els càlculs s'han realitzat amb l'ajut del programa GEO-CALC (Berman et al., 1987; Berman, 1988), les activitats dels components s'han calculat a partir de les anàlisis a la microsonda mostrades a l'annex 3.

A la Fig. 6.3 es mostren les diverses zones obtingudes en el metamorfisme de contacte en un diagrama P-T.

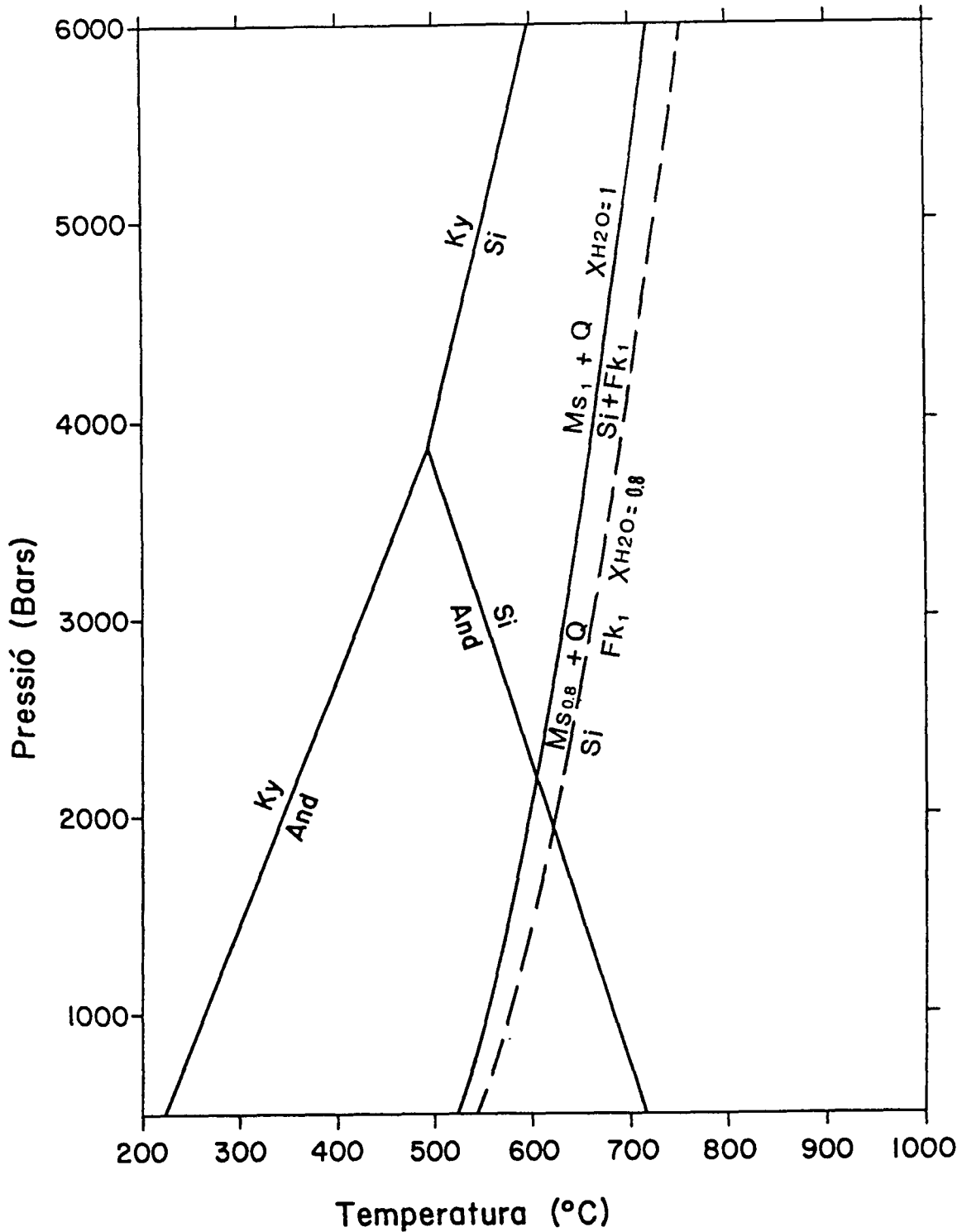


Fig 6.2.- Diagrama PT on es mostren les condicions del metamorfisme de contacte de l'àrea estudiada. Corbes contínues fixades per $X_{H_2O} = 1$, corbes discontinues per $X_{H_2O} = 0.8$. L'estabilitat dels polimorfs de Al_2SiO_5 és segons Holdaway (1971). Càlculs realitzats amb el programa Geocalc 1.0.

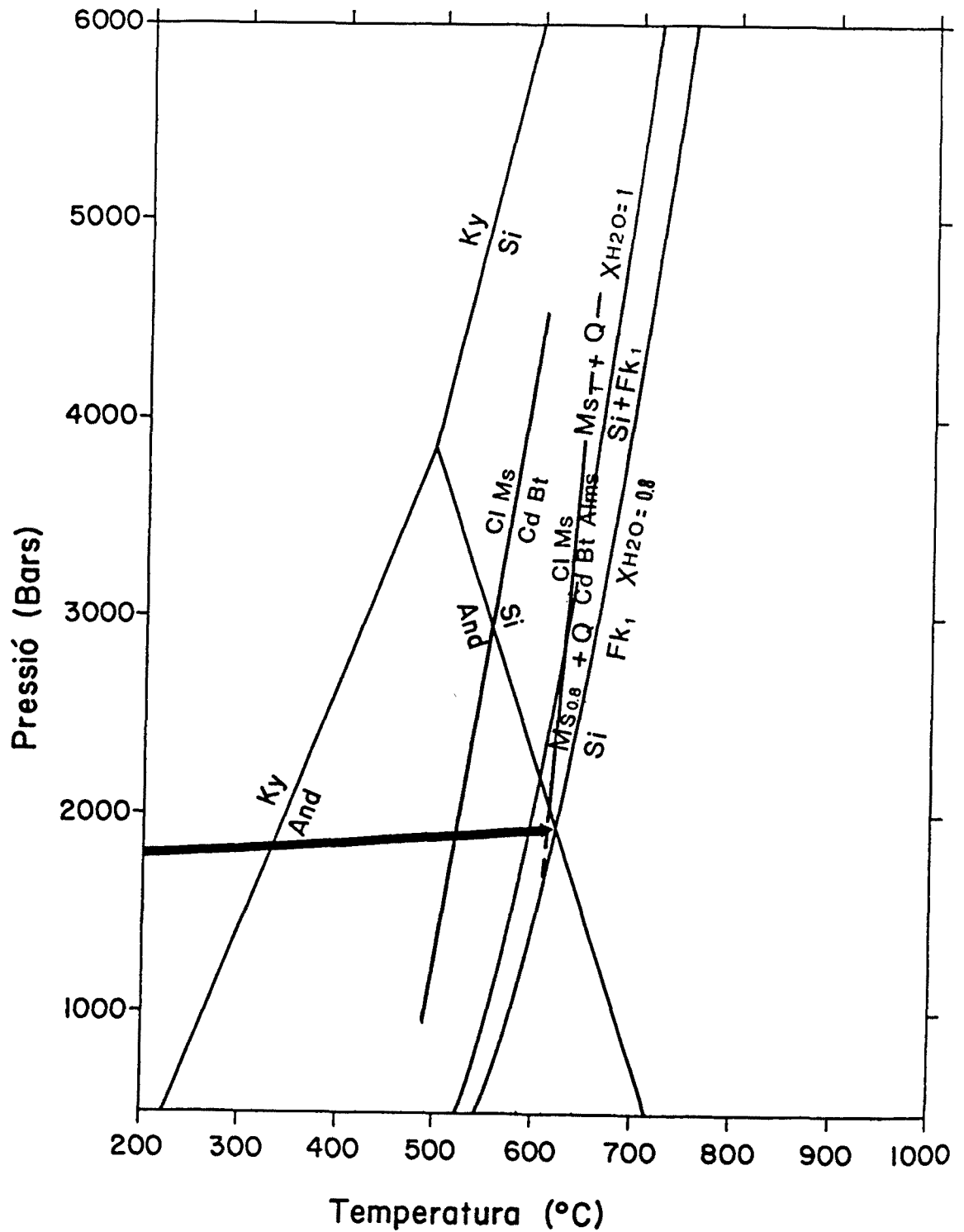
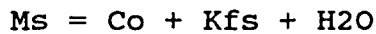


Fig. 6.3.- Diagrama P-T que mostra l'evolució del metamorfisme de contacte a l'àrea estudiada. Reaccions R6-1 i R6-2 segons Seifert (1970) i Burnell i Rutherford respectivament, i recopilades per Thompson (1974). Reaccions R-6-4, And + Sill, And + Dis, Sill + Dis, calculades amb dades de Berman (1987, 1988).

La paragènesi Corindó + Feldspat K + Anortita.

En les fàcies de contacte del granit del skarn Sk-827 (capítol 8.8.7), ha estat observada una paragènesi amb corindó + hercinita + biotita + feldspat potàssic + anortita. Localment i en sectors propers al skarn, els tres minerals són parcialment reemplaçats per moscovita en forma de corones, també s'ha observat la formació posterior de margarita i de diaspora (Foto 6.2). A altres indrets el corindó roman inalterat (Foto 6.3). Quan s'observen les reaccions de retrogradació abans esmentades, la moscovita i margarita es disposen en corones al voltant del corindó, mentre que la diàspora es desenvolupa sobre el corindó, generalment a les parts més internes de la corona (Foto 6.2).

La paragènesi corindó + feldspat potàssic a 2 Kb, és controlada per la reacció:



aquesta es estable per sobre de 625 °C, per sota d'aquesta temperatura té lloc la retrogradació d'aquesta paragènesi a moscovita (Fig. 6.4). Les temperatures indicades per aquesta paragènesi són coherents amb les obtingudes per la paragènesi Sil + Kfs (T=625 °C assumint una P=2Kb). Per altra banda la paragènesi corindó + anortita és controlada per la reacció:



aquesta és estable per sobre de 500 °C assumint una pressió de 2Kb, per sota d'aquesta temperatura aquesta paragènesi és retrògrada a margarita (Fig. 6.4). El corindó, en presència d'aigua es retrògrada a diàspor per sota de 375 °C (2 Kb) (Fig. 6.4). La formació de les corones de moscovita, margarita i el reemplaçament del corindó a diaspora és produït per l'acció de fluids

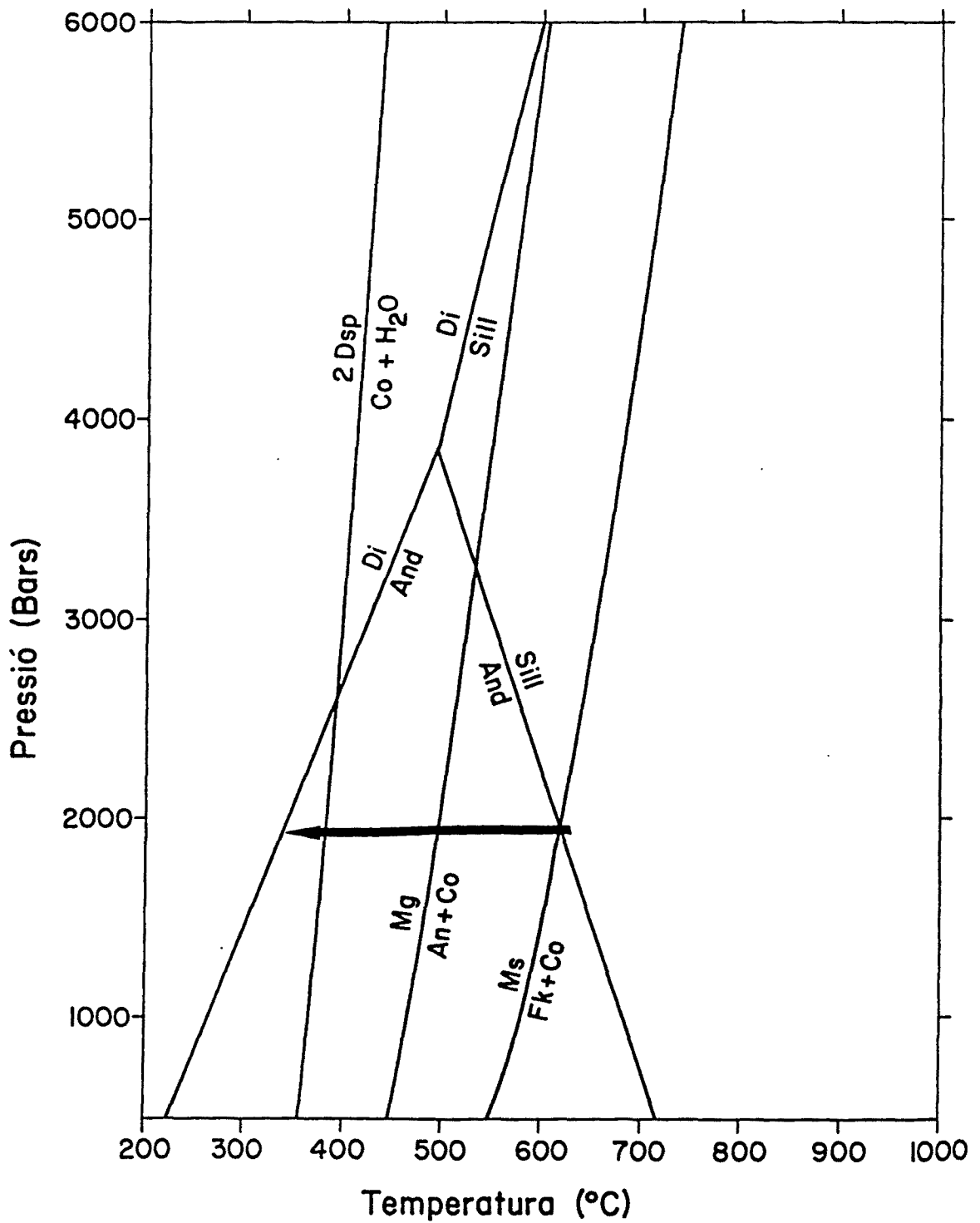


Fig. 6.4.- Diagrama P-T on es mostra la situació de les corbes d'etrogradació de les paragènesis Corindó + anortita i corindó + feldspat potàssic a moscovita i margarita respectivament, així com la retrogradació del corindó a diàspor. Calculat amb dades de Berman et al. (1987).

tardans que han retrogradat les paragènesis primàries fins a temperatures de reequilibrat per sota de 375 °C (Fig. 6.4). Els càlculs s'han realitzat mitjançant el programa Geo-Calc (Berman et al, 1987, Berman, 1988).

Les pissarres negres del Silurià, generalment mostren únicament la formació d'andalusita, sovint quiastolítica (Foto 6.4).

6.2.2.- EL METAMORFISME DE CONTACTE DE ROQUES CARBONATIQUES

Tal com s'ha comentat en els materials paleozoics pre-hercinians, es troben intercalacions calcàries a diversos nivells de la sèrie, les més importants són: una intercalació calcàri-lutítica en els materials de l'ordovicià superior, una petita intercalació calcària a la part alta de la sèrie siluriana. A més tota la sèrie devoniana és constituïda per carbonats massissos amb intercalacions més margoses.

El metamorfisme de contacte en aquests materials es manifesta principalment per la recristal·lització de les calcàries i la neoformació de silicats de calci en els nivells impurs. El principal mineral neofomat és la idocrasa. També es forma grossulària-andradita, diòpsida, minerals del grup de l'epidot, biotita, feldspat potàssic i, prehnita. Ja Lacroix (1892), Tomás (1920), Calderón (1910), Solé i Llopis (1947), entre altres, remarcaren la presència força generalitzada d'idocrasa a l'aurèola tèrmica dels granits pirinencs. Adhuc a les calcàries més pures es troben petites inclusions d'idocrasa, diòpsida i biotita. Aquests minerals es formen directament per difusió en els nivells impurs de les calcàries, i sobre tot als nivells margosos on sovint hi ha quars detrític i minerals del grup de les argiles (Foto 6.5). Localment els fil·losilicats paral·lels a la foliació

regional, recristal·litzen en calcosilicats (Foto 6.5). Aquests nivells correspondrien a petites intercalacions gresoses que haurien reaccionat amb el carbonat en contacte. Generalment aquestes bandes silicatades mostren zonacions des de la part central a la perifèria, en la qual els silicats de calci se situen a les parts més externes i la biotita i el feldspat potàssic al nucli.

Lluny de l'aurèola de metamorfisme de contacte, els nivells pelítics de potència centimètrica inclosos en el paquets massissos de carbonats, presenten estructures tipus "boudin" degudes a la deformació herciniana. Dins de l'aurèola de metamorfisme de contacte hom pot observar que els nivells calcosilicats mostren les morfologies dels "boudins" relictos (Foto 6.6). Al microscopi les vores dels "boudins", actualment transformats en silicats de calci, mostren contactes irregulars entre els silicats i el carbonat amb l'aspecte típic d'una vora de reacció.

Els nivells margosos de potència mètrica de la formació Rueda i Villec (Devonià), donen lloc a nivells massissos de silicats de calci, principalment d'idocrasa.

A la part més externa de l'aurèola de contacte predominen la prehnita i minerals del grup de l'epidot, mentre que a la part més interna hi predomina la idocrasa.

Segons Valley et al. (1985) la idocrasa és estable a altes temperatures en absència de quars, i sempre per fluids amb $X_{CO_2} < 0.1$ (Fig. 6.5). En el mateix sentit Ito i Arem (1970), troben que les X_{H_2O} elevades favoreixen la formació d'idocrasa mentre que les baixes favoreixen la formació de grossulària.

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 al 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)

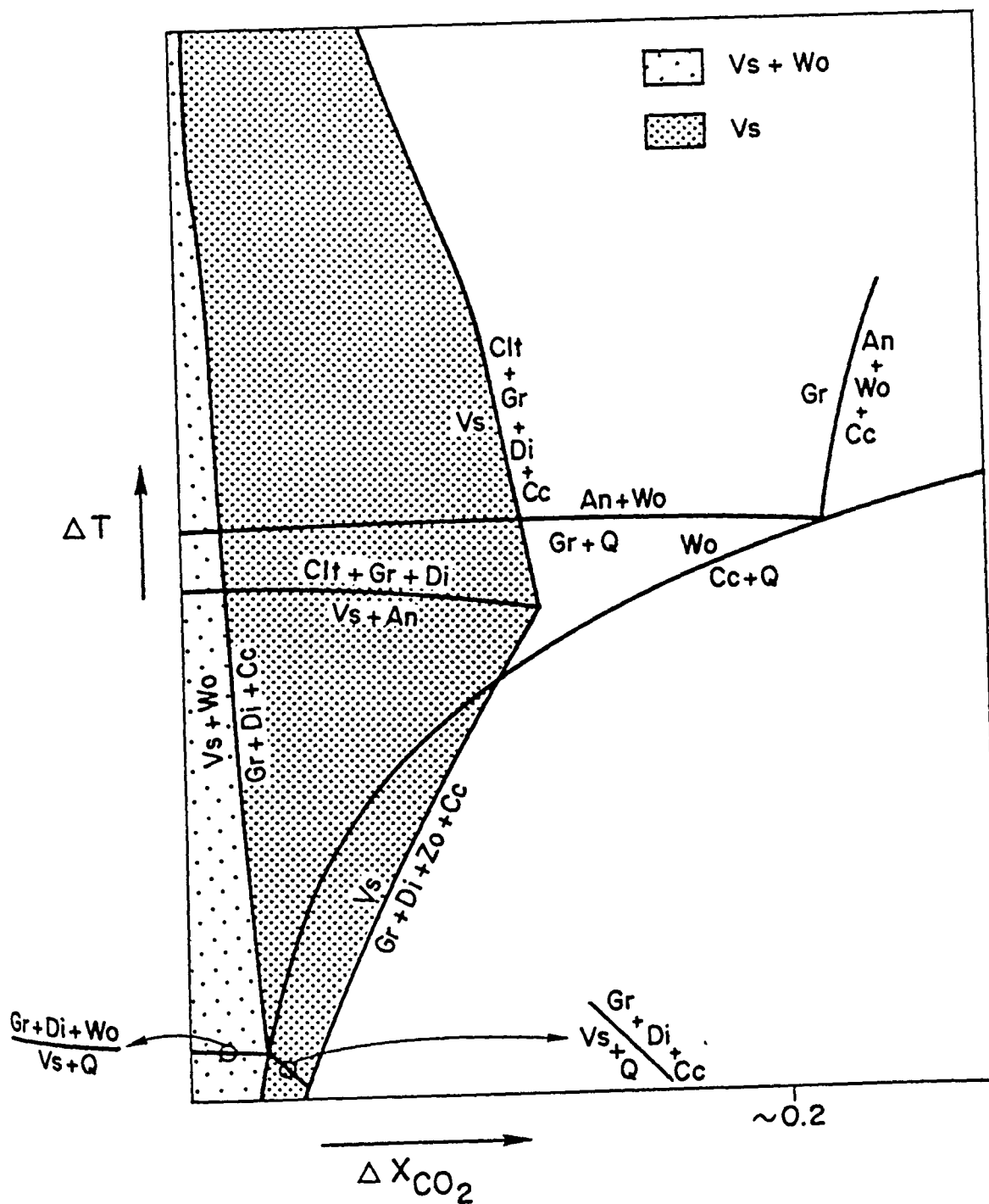


Fig. 6.5.- Diagrama T-XCO₂ on es mostra el camp d'estabilitat de la idocrasa en un diagrama T-XCO₂, segons Valley et al. (1985). Vs = Idocrasa

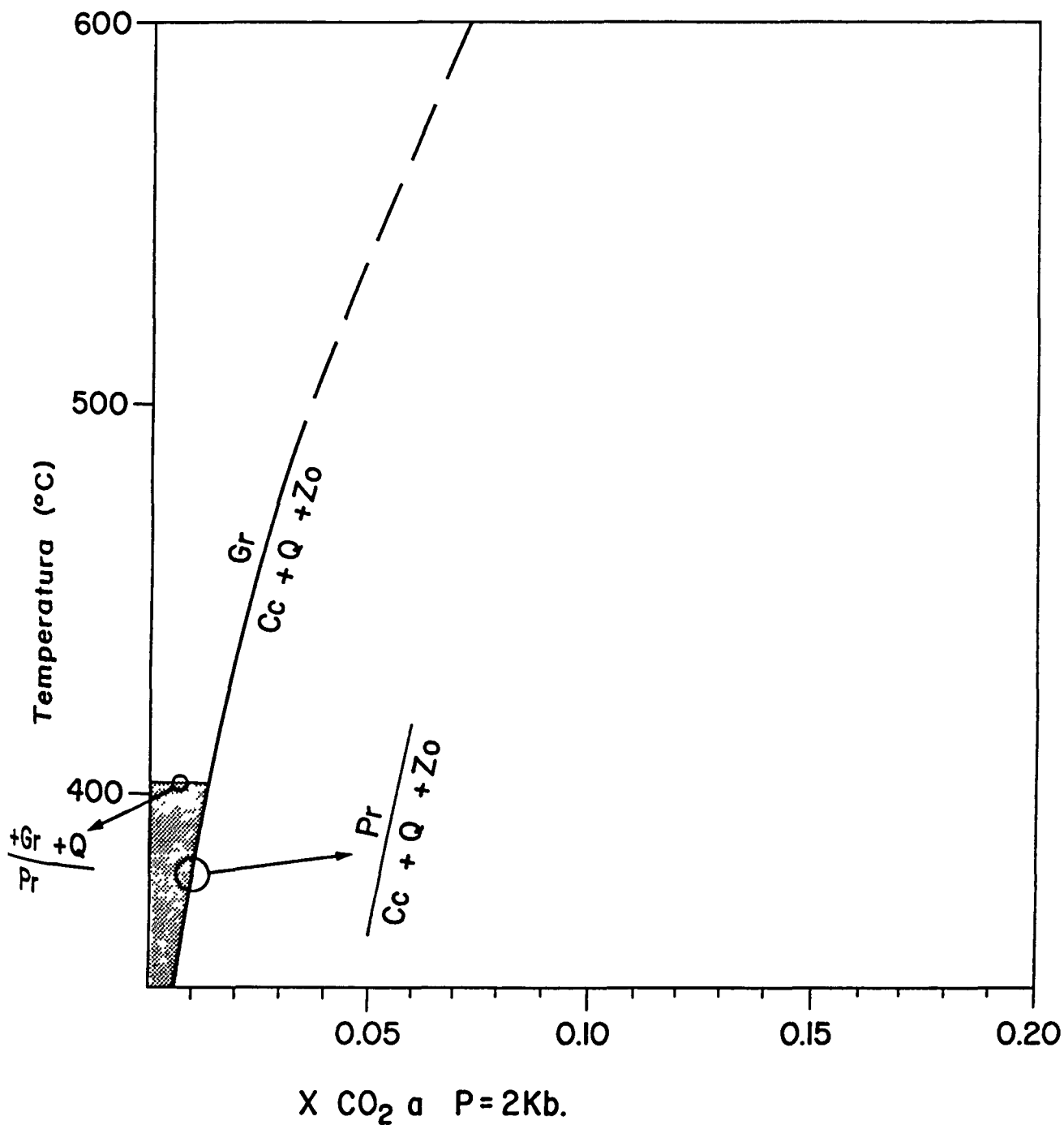


Fig. 6.6.- Diagrama T-XCO₂ on es mostra el camp d'estabilitat de la prehnita en un diagrama T-XCO₂, segons dades de Liou (1974) i Berman et al. (1987).

Foto 5.6.- Diaclasis amb turmalina. Pic de Sirvent (Baixa Cerdanya).

Foto 5.7.- Ocelo de quars (Q) d'un dic bàsic amb una corona de reacció de piroxè (cpx).

Foto 5.8.- Quars cariat d'un dic bàsic.

Foto 5.9.- Corona d'amfíbol (Amf) desenvolupada sobre un ortopiroxè (Opx) de la granodiorita biotític-hornblendica. Pont d'Ardaix (Baixa Cerdanya).

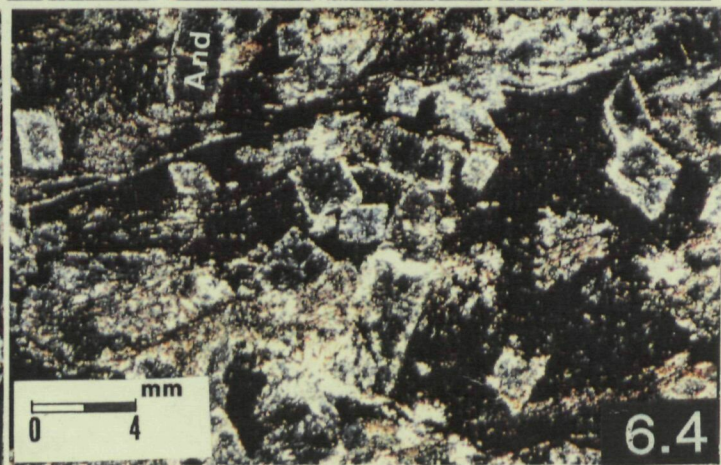
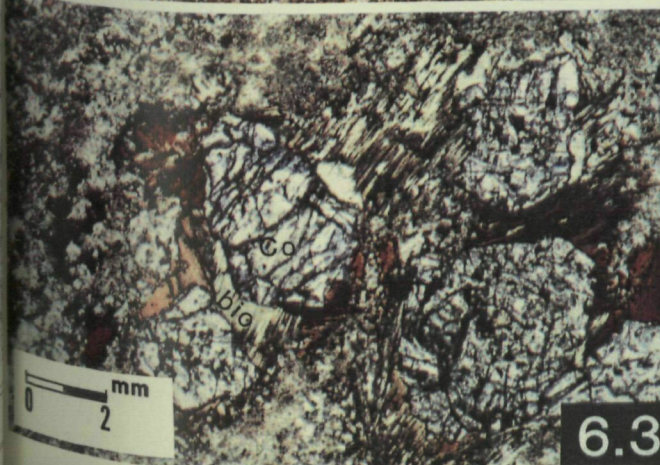
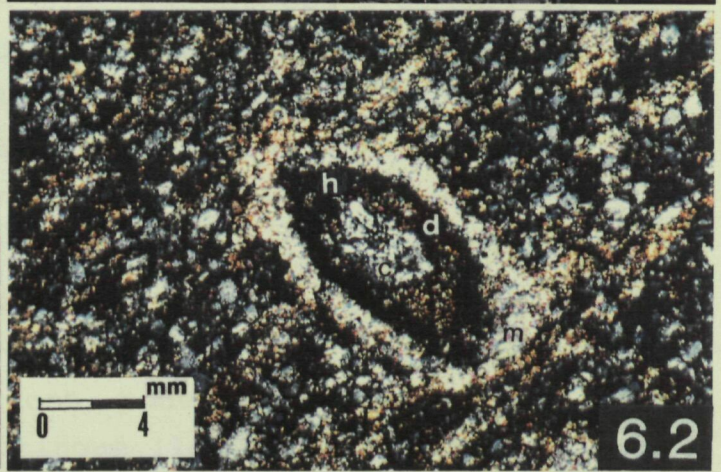
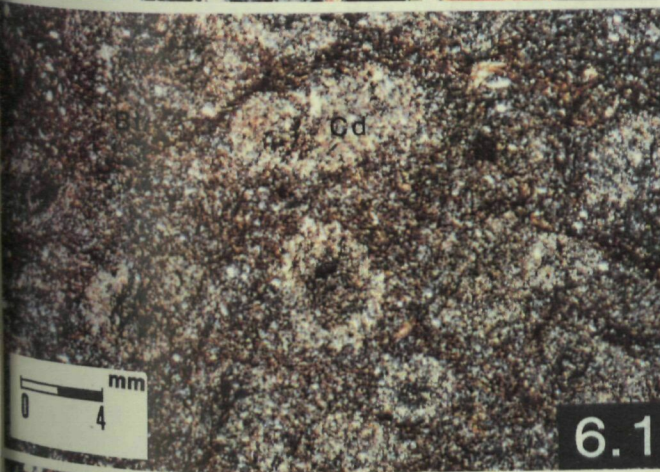
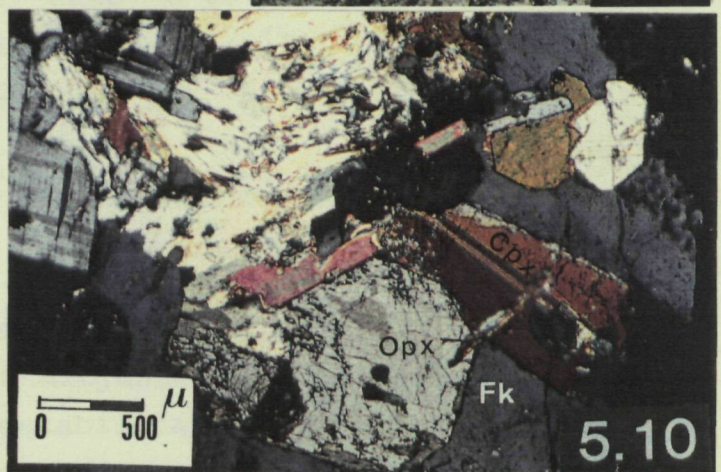
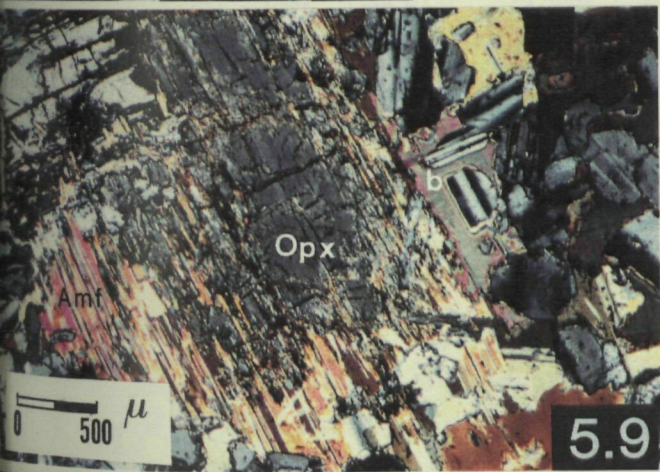
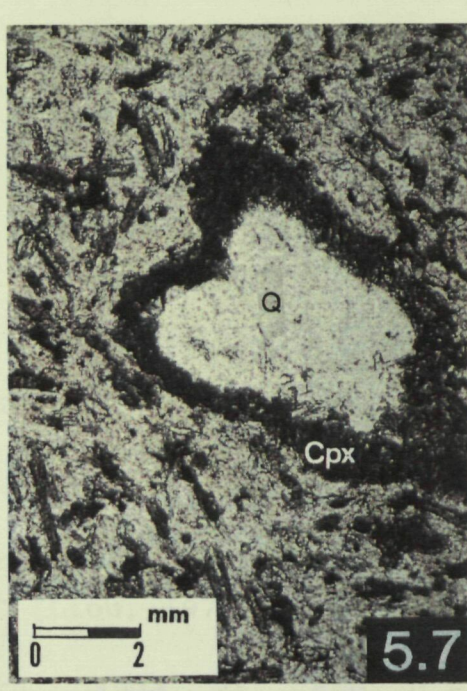
Foto 5.10.- Cristalls de clinopiroxè (cpx) i ortopiroxè (opx) en contacte. Els Arenys (Baixa Cerdanya).

Foto 6.1.- Pigallat de cordierita (Cd) alterada a pinnita.

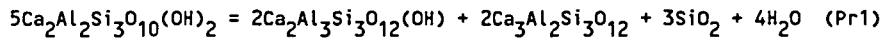
Foto 6.2.- Cristall de corindó amb una corona d'hercinita, parcialment retrogradat a moscovita (ms) i margarita (mg) i la formació de diàspor (d) sobre el corindó.

Foto 6.3.- Cristalls de corindó (Co) i biotita (bio).

Foto 6.4.- Porfiroblastos d'andalusita (And) formats a les pelites negres del Silurià. Sta. Llogaia (Baixa Cerdanya).



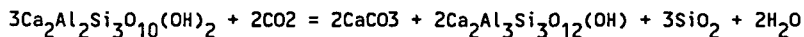
L'estabilitat de la prehnita a altes temperatures es limitada per la reacció (Pr1) estudiada per Liou (1971):



prehnita = zoisita + grossulària + quars

Aquesta reacció, assumint una pressió de 2 Kb, té lloc a 410 °C (Liou, 1971).

Per altra banda el camp d'estabilitat de la prehnita també esta limitat per la X_{CO_2} del fluid mitjançant la reacció (Pr2):



prehnita = calcita + zoisita + quars (Pr-2).

A 2 Kb de pressió, per sobre de 410 °C té lloc la desaparició de la prehnita mitjançant la reacció (Pr1), i s'entra en el camp d'estabilitat de la grossulària (Fig. 6.6). En la Figura 6.6, es pot observar que la presència de prehnita indica una temperatura inferior a 410 °C i una X_{CO_2} del fluid molt baixa (< 0.01). Els calcul termodinàmics s'han realitzat amb el programa Geo-calc 1.0 (Berman et al., 1987) i dades de Liou (1971).

6.2.3.- CONCLUSIONS.

A manera de conclusions podem esmentar que el metamorfisme de contacte, tingué lloc a una temperatura pròxima a 600 °C i una pressió de fluid de 2 Kbars. Els fluids metamòrfics eren aquosos pobres en CO₂, i els minerals resultants característics són la idocrasa en els nivells carbonàtics i la cordierita, biotita, moscovita i andalusita en els pelitics.

