

**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**



assumint una activitat de la hessita = 1, la fugacitat de telur serà igual:

$$\log f_{\text{Te}_2} = -\log K(\text{reacció}) - \log a_{\text{Ag}}(\text{electrum})$$

Per calcular l'activitat de l'argent en el electrum Afifi (1988), utilitza el model de White i al. (1957).

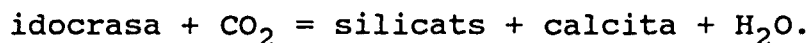
$$\log f_{\text{Te}_2} = \frac{1}{4.576 \cdot T} \cdot (50197 + 16.32 \cdot T) - 18.302 \cdot T \cdot \log X_{\text{Ag}} + 4 \cdot (1 - X_{\text{Ag}})^2 \cdot (5650 - 1600 \cdot (1 - X_{\text{Ag}}) - 1.375 \cdot T)$$

En el skarn Sk-377, ha estat trobada la presència d'electrum i hessita en equilibri (Fig. 8.6.26). Les anàlisis de l'electrum del skarn Sk-377, han donat un 42 % atòmic d'argent. Amb aquestes dades per una temperatura de 450 a 500 °C, el log  $f_{\text{Te}_2}$  calculat oscila entre -8.6 i -7.7 respectivament. Aquesta fugacitat de telur trobada, és coherent amb la presència en equilibri de bismut natiu, esfalerita, calcopirita, pirrotina, galena i sulfo-telururs de Bi, així com l'absència de  $\text{TePb}$ ,  $\text{Bi}_2\text{Te}$ ,  $\text{TeZn}$  (Fig. 8.6.27).

#### 8.6.2.3.- LA IDOCRASA.

Segons Valley i al. (1985) la idocrasa és estable fins altes temperatures en absència de quars, i sempre per fraccions molars de  $\text{CO}_2$  baixes ( $X_{\text{CO}_2} < 0.1$ ) (Fig. 8.6.28).

Segons el mateix autor l'estabilitat de la idocrasa és limitada a altes  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  i baixes  $X_{\text{CO}_2}$ , per reaccions de l'estil de:



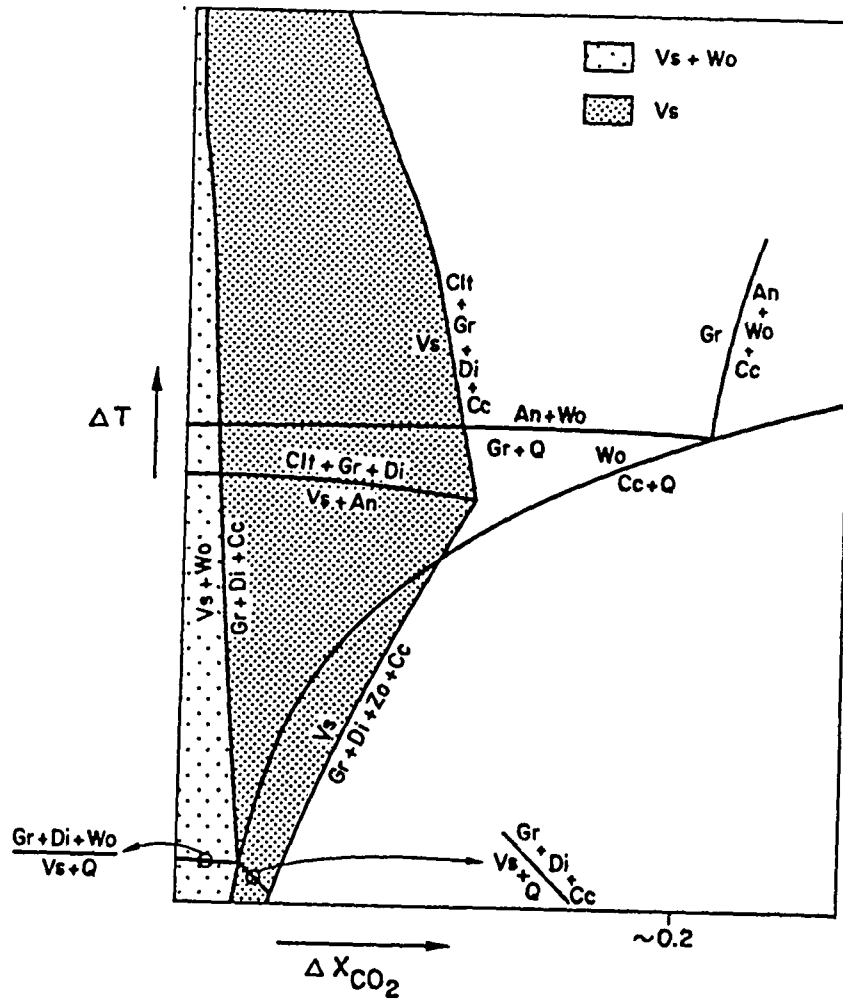


Fig. 8.6.28.- Diagrama T- $X_{CO_2}$ , on es mostra el camp d'estabilitat de la idocrasa. Observeu que la idocrasa es estable a condicions de  $X_{CO_2}$  molt baixes ( $<0.1$ )

que en el nostre cas podria correspondre a les reaccions de reemplaçament de la idocrasa per granat observades en els skarns Sk-377 i Sk-364 .

En definitiva la presència de idocrasa en els primers estadis de formació d'aquests skarns indica una fracció molar de  $\text{CO}_2$  baixa ( $< 0.1$ ) en aquest estadi de formació.

#### 8.6.2.4.- LA GROSSULARIA.

Els granats d'aquests skarns mostren composicions poc variables (Annex 2), situant-se sempre molt propers al pol de la grossulària (Fig. 8.6.6). El camp d'estabilitat de la grossulària ve limitat per les reaccions:



Aquestes reaccions limiten el camp d'estabilitat de la grossulària a fraccions molars de  $\text{CO}_2$  aproximadament inferiors a 0.2 per temperatures inferiors a 600 °C per una activitat de la grossulària = 1. (Gordon i Greenwood (1971). Kerrich (1976), troba que la disminució de l'activitat de grossulària produeix un augment del cap d'estabilitat d'aquesta en l'espai T- $X_{\text{CO}_2}$ . A la Figura 8.6.29, es mostra el camp d'estabilitat de la grossulària per una activitat d'aquesta = 0.7, confirmant les  $X_{\text{CO}_2}$  baixes indicades per la idocrasa.

#### 8.6.2.5.- LES CLORITES.

Els càlculs termoquímics s'han realitzat en base al model de 6 components en solució sòlida (Walshe, 1986).



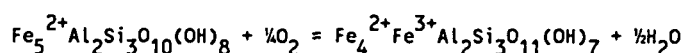
**Taula 8.6.2.** - Fraccions Molars (X) i activitats (a) de clorita (C) en funció de la composició.

C1: $Mg_6 Si_4 O_{10} (OH)_8$	$X1 = (Mg^{\circ} - 5X2) / 6$	$a1 = (X_{Mg,O})^6 (X_{Si,T})^2$
C2: $Mg_5 Al_2 Si_3 O_{10} (OH)_8$	$X2 = Al^{\circ} + Si^{\circ} - (4 + X3 + 4X5 + X6)$	$a2 = 59.72 (X_{Mg,O})^5 (X_{Al,O})^5 X_{Si,T} X_{Al,T}$
C3: $Fe_5 Al_2 Si_3 O_{10} (OH)_8$	$X3 = (Fe^{2+} - 4 Fe^{3+}) / 5$	$a3 = 59.72 (X_{Fe,O})^5 (X_{Al,O})^5 X_{Si,T} X_{Al,T}$
C4: $Fe_5^{2+} Fe_2^{3+} Si_3 O_{10} (OH)_8$	$X4 = 0$	
C5: $Al_4 Si_4 O_{10} (OH)_8$	$X5 = (10 - CAT) / 2$	$a5 = X5$
C6: $Fe_4^{2+} Fe_3^{3+} Al_2 Si_3 O_{11} (OH)_7$	$X6 = Fe^{3+}$	$a6 = \gamma_6 X_6 \quad \gamma_6 = f(T, X6)$

$X_{i,s}$  = fracció molar de l'àtom i a la posició s.

$Si^{\circ}, Al^{\circ}, Mg^{\circ}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, CAT$  = concentracions de cations i número total de cations a la fórmula estructural.

Els components estan llistats a la Taula 8.6.2, com els espectres Mösbauer no revelen la presència de Fe<sup>3+</sup> en coordinació tetraèdrica, la fracció molar del component 4 ha estat considerada nula. La fracció molar del component 6 s'ha considerat 0.2 a partir de la mitjana dels valors de Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) analitzats mitjançant espectroscòpia Mösbauer, davant l'impossibilitat de fer correspondre un espectre de mösbauer per cada anàlisi de microsonda. L'incertesa introduïda per aquesta suposició en els càlculs de l'activitat d'oxigen serà discutida més endavant. El manganès present a les clorites ha estat considerat substituint al Mg. Les relacions de l'activitat de les composicions estan basades en les proposades per Walshe (1986): els components 1, 2 i 3 han estat assumits segons una barreja estadística i iguals interaccions pels àtoms situats en llocs idèntics; el component 5 com una solució ideal; el component 6, al contrari del proposat per Walshe (1986), ha estat considerat com ideal, per raons que explicarem més endavant. L'activitat d'oxigen del fluid en equilibri amb clorita pot obtenir-se a partir de la reacció entre els dos components amb diferents estats d'oxidació del ferro (component 3 i 6) :



La constant d'equilibri s'ha obtingut a partir de les dades de Walshe (1986).

Valors experimentals recents de l'entalpia pel component 3 (Bryndzia i Scott, 1987), mostren una diferència inferior al 2% amb les dades anteriors. D'acord amb els petits canvis en el volum molar de les fases sòlides involucrades, l'influència d'una pressió de 2 Kbars en els casos calculats produeix un increment del log f<sub>O<sub>2</sub></sub>, inferior a 0.06 dintre de la desviació estandard de les anàlisis. Hem estimat una X<sub>CO<sub>2</sub></sub> < 0.1

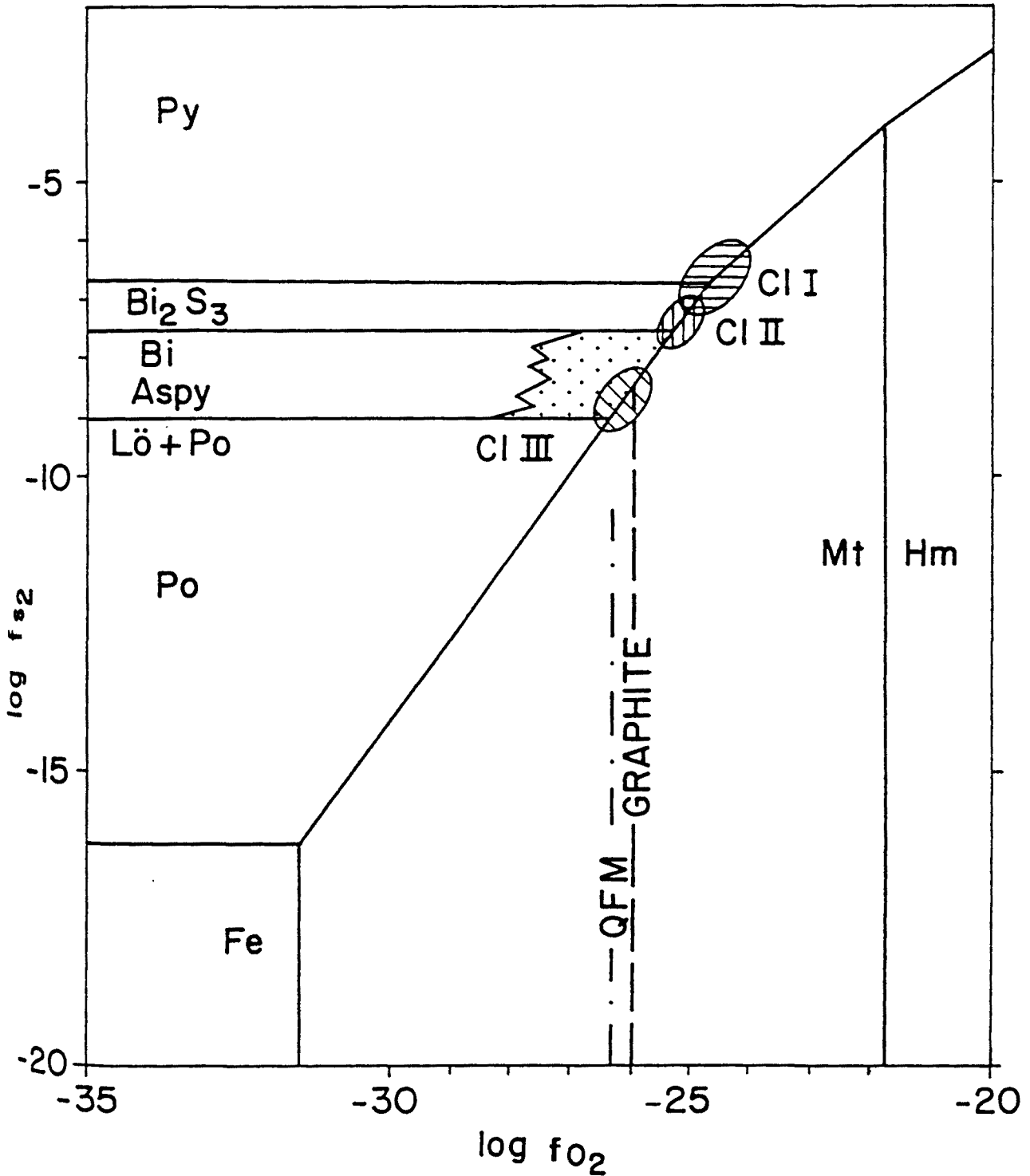


Fig. 8.6.30.- Diagrama log  $f_{S_2}$  - log  $f_{O_2}$  de les espècies de ferro, on s'han projectat les dades de fugacitat d'oxigen i sofre calculades a partir dels càlculs termoquímics de les clorites realitzats segons el sistema de sis components de Walshe (1986). Observeu que la clorita I és situa lleugerament per sota del tampó PPM, la clorita III plota sobre el tampó QFM, i la clorita II entre les dues anteriors. Observeu que els resultats així obtinguts, estan d'acord amb les paragènesis metàl·liques observades.



d'acord amb els resultats obtinguts a partir dels isotòps estables de C i O que veurem més endavant i es compatible amb la presència de idocrasa en un primer estadi de formació del skarn. Aquesta fracció molar de CO<sub>2</sub> pot causar la disminució de la aH<sub>2</sub>O fins a valors per sota de 0.90 a 450 °C (Kerrick i Jacobs, 1981). La qual cosa produeix una disminució del log f<sub>O<sub>2</sub></sub> per sota de -0.1 unitats de log, quedant per sota de l'error analític. Continguts apreciables de X<sub>NaCl</sub> no modifiquen notablement el coeficient d'activitat del H<sub>2</sub>O, a 2 Kbars i 450 °C (Bowers i Helgeson, 1983).

L'activitat de sofre del fluid en equilibri amb clorita i pirrotina pot ser estimada a partir de la reacció:



La constant d'equilibri s'ha obtingut a partir de dades de Walshe (1986) i Barton i Skinner (1979). Els resultats obtinguts per la clorita III són perfectament coherents amb l'activitat de sofre deduida per la coexistència de l'associació de sulfurs (Fig. 8.6.30). Utilitzant el coeficient d'activitat per una solució no ideal del component 6 proposat per Walshe (1986) la clorita III projecta prop del camp d'estabilitat del ferro metall, la qual cosa és incompatible amb llur associació amb els sulfurs. Per això, hem assumit pel component 6 de Walshe (1986) un comportament ideal, totalment d'acord amb l'associació observada.

A diferents temperatures, el log f<sub>O<sub>2</sub></sub> deduit de les anàlisis de clorites I es projecta al voltant del tampó pirita + pirrotina + magnetita (PPM), mentre que el de la clorita III projecta lleugerament per sota del tampó quars + fayalita + magnetita (QFM), i el de la clorita II es situa entre els dos anteriors (Fig. 8.6.31). L'incertesa produïda per la variació a la relació

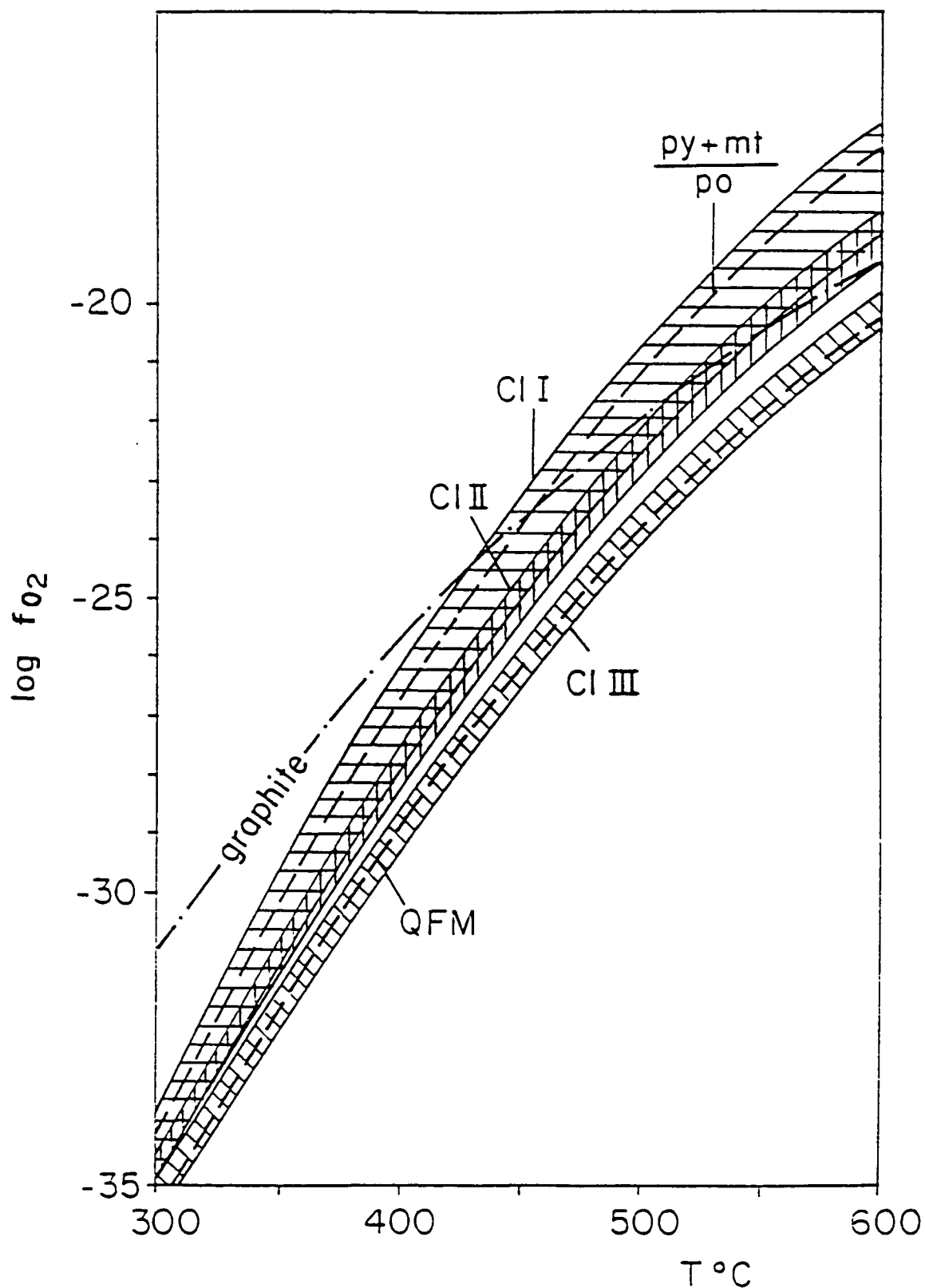


Fig. 8.6.31.- Diagrama  $\log f_{O_2}$ - $T$ , on es pot observar que la clorita I es controlada pel tampó PPM, la clorita III pel tampó QFM.

$Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$  de  $\pm 0.020$  sobre 0.2 introdueix un error inferior a  $\pm 0.4$  del  $\log f_{O_2}$ . A temperatures superiors a 300 °C, el fluid en equilibri amb la clorita I no és coherent amb l'existència de grafit en l'associació de sulfurs, i per tant s'haurien format probablement en un primer estadi de la mineralització, amb una activitat d'oxigen segurament controlada per la roca (PPM). La clorita II i III són situades al voltant de la massa de sulfurs, i concretament la clorita III també a l'interior d'aquesta. Ambdues clorites coexisteixen amb pirrotina, grafit i altres sulfurs, i suposadament han estat formades en el mateix procés mineralitzant. Amb total acord amb la petrografia, la fugacitat d'oxigen del fluid en equilibri amb clorita III és compatible amb l'existència de grafit. El estret camp de variació dels valors del  $\log f_{O_2}$  des de la clorita II a la clorita III suggereix que l'activitat d'oxigen del sistema és progressivament controlada per un fluid tamponat pel QFM. Les anteriors conclusions estan d'acord amb les observacions de Ohmoto i Kerrich (1973) segons els quals algunes reaccions de decarbonatació en presència de grafit es situen lleugerament per sota del tampó QFM.

Així la solució mineralitzant evoluciona des de el tampó PPM vers el QFM, tal com indica la termoquímica de les clorites, d'acord amb altres observacions petrogràfiques. D'aquesta manera poden usarse les clorites com indicadores de la  $f_{O_2}$  del fluid.

#### 8.6.2.6.- ELS ISOTOPS ESTABLES DE SOFRE.

Han estat analitzades dues arsenopirites del skarn Sk-364; una arsenopirita del skarn Sk-389 i dues galenes i una esfalerita del skarn Sk-377. Les

anàlisis s'han realitzat en les condicions especificades al capítol 8.1. Els resultats de les anàlisis es troben a la taula nº 8.6.3.

Al skarn Sk-377 la coexistència d'esfalerita i galena (mostres 377-gn i 377-sp) ens permet aplicar el geotermòmetre isotòpic entre ambdós sulfurs, assumint l'equilibri isotòpic. D'acord amb Ohmoto i Rye (1979), l'equació del fraccionament isotòpic del sofre en el parell Sp-Gn en funció de la temperatura és:

$$\text{Temperatura (K)} = \frac{(0.85 \pm 0.03) * 10^3}{A^{1/2}}$$

$$\text{on: } A = \delta^{34} S_{\text{Sp}} - \delta^{34} S_{\text{Ga}} = 9.5 - 8.3 = 1.2$$

$$T = \frac{(0.85 \pm 0.03) * 10^3}{(1.2)^{1/2}} =$$

$$\text{A) } T = \frac{880}{1.1} = 800 \text{ } ^\circ\text{K} \sim 527 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\text{B) } T = \frac{820}{1.1} = 745 \text{ } ^\circ\text{K} \sim 472 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Per tant la temperatura de formació dels sulfurs és de  $500 \pm 25 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

LA  $\delta^{34}S_{\Sigma S(\text{H}_2\text{S})}$  DEL FLUID MINERALITZANT.

Tenim en compte que el fraccionament isotòpic de l'esfalerita i la pirrotina amb el sulfhídric de la solució mineralitzant a  $T > 450 \text{ } ^\circ\text{C}$  es aproximadament el mateix (Ohmoto, 1972), podem assumir que la  $\delta^{34} S_{\text{Sp}} \sim \delta^{34} S_{\text{po}} \sim \delta^{34} S_{\text{S}}$ . Així, sabem que la composició isotòpica del sofre total de la solució mineralitzant era  $\delta^{34}S_{\Sigma S} \sim 9.5 \text{ } \%$ , valor excessivament pesant per un

TAULA Nº 864. COMPOSICIO ISOTOPICA DE LES CALCITES  
DELS SKARNS D'ARSENOPIRITA.

SKARN	MOSTRA	d <sup>13</sup> C ( ‰ )	d <sup>18</sup> O ( ‰ )
Sk-377	633-2a	-0.5	18.8
Sk-377	633-2b	0.1	20.3
Sk-377	633-2c	0.0	19.8
Sk-377	633-2e	-1.6	18.5
Sk-377	633-3a	-0.3	18.9
Sk-377	633-3b	0.8	19.3
Sk-377	633-4b	-1.0	20.1
Sk-377	633-4c	-0.6	19.6
Sk-377	633-5	0.5	20.1
Sk-377	633-6a	1.0	19.5
Sk-377	633-7a	2.4	23.9
Sk-377	633-7b	-0.2	18.6
Sk-377	633-7c	-0.8	16.3
Sk-377	633-7d	-0.3	19.0
Sk-377	633-8	0.2	20.1
Sk-377	633-9	0.3	20.3
Sk-377	633-10	-8.8	10.6
Sk-377	379a	-8.8	12.6
Sk-389	389	0.9	16.6

MOSTRA-----DESCRIPCIO.

- 633-2a-----Marbre de la zona del granat/muscovita.  
633-2b-----Calcita de gra groller associada a granat i muscovita.  
633-2c-----Marbre associat a la clorita II.  
633-2e-----Marbre associat a la clorita III.  
633-3a-----Marbre associat a la clorita III.  
633-3b-----Veta mil·limètrica de calcita ( 1 mm.)  
633-4c-----Marbre amb Id-Gr-Bio-Di.  
633-4b-----Calcita molt recristal·litzada del marbre 633-4c.  
633-5-----Marbre de gra groller amb Di. ( 5 mm.)  
633-6a-----Marbre amb Di.  
633-7a-----Vetes mil·limètriques de calcita (tallen a vetes amb Gr).  
633-7b-----Marbre (sense silicats).  
633-7c-----Marbre amb Gr-Di-Bio.  
633-7d-----Veta centimètrica d'agregats radials de calcita. (talla a vetes amb Gr).  
633-8-----Marbre.  
633-9-----Marbre.  
633-10-----Filó d'idocrasa i calcita ( < 1 cm ).  
379a-----Filó de calcita i idocrasa, situat 3 metres sota el skarn.  
389-----Calcita de gra groller ( < 1 cm ), en el contacte sulfurs-marbre.

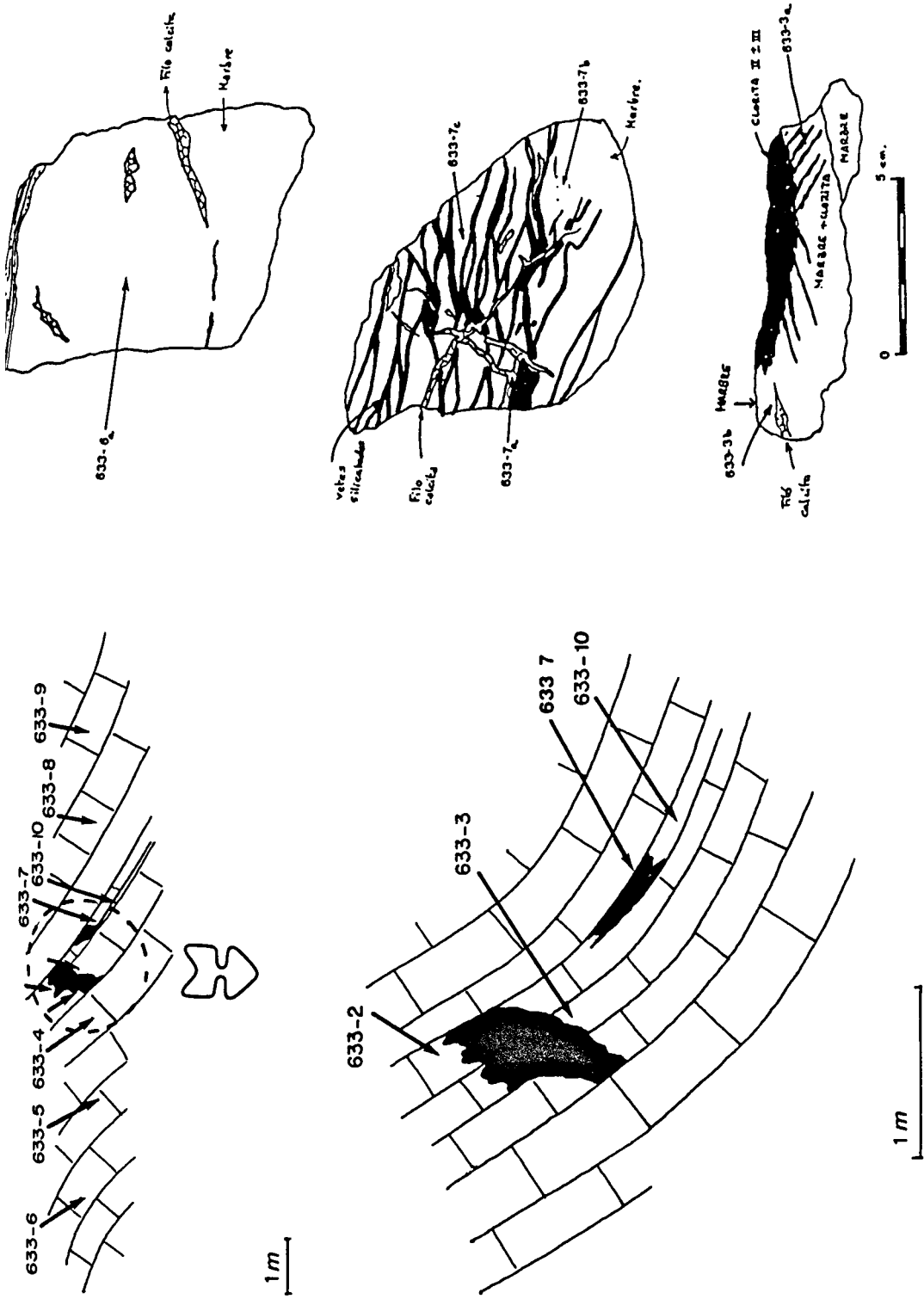


Fig. 8.6.32.- Tall geològic del skarn Sk-377, on es mostra la situació de les anàlisis isotòpics.

SKARN ARSENOPIRITA

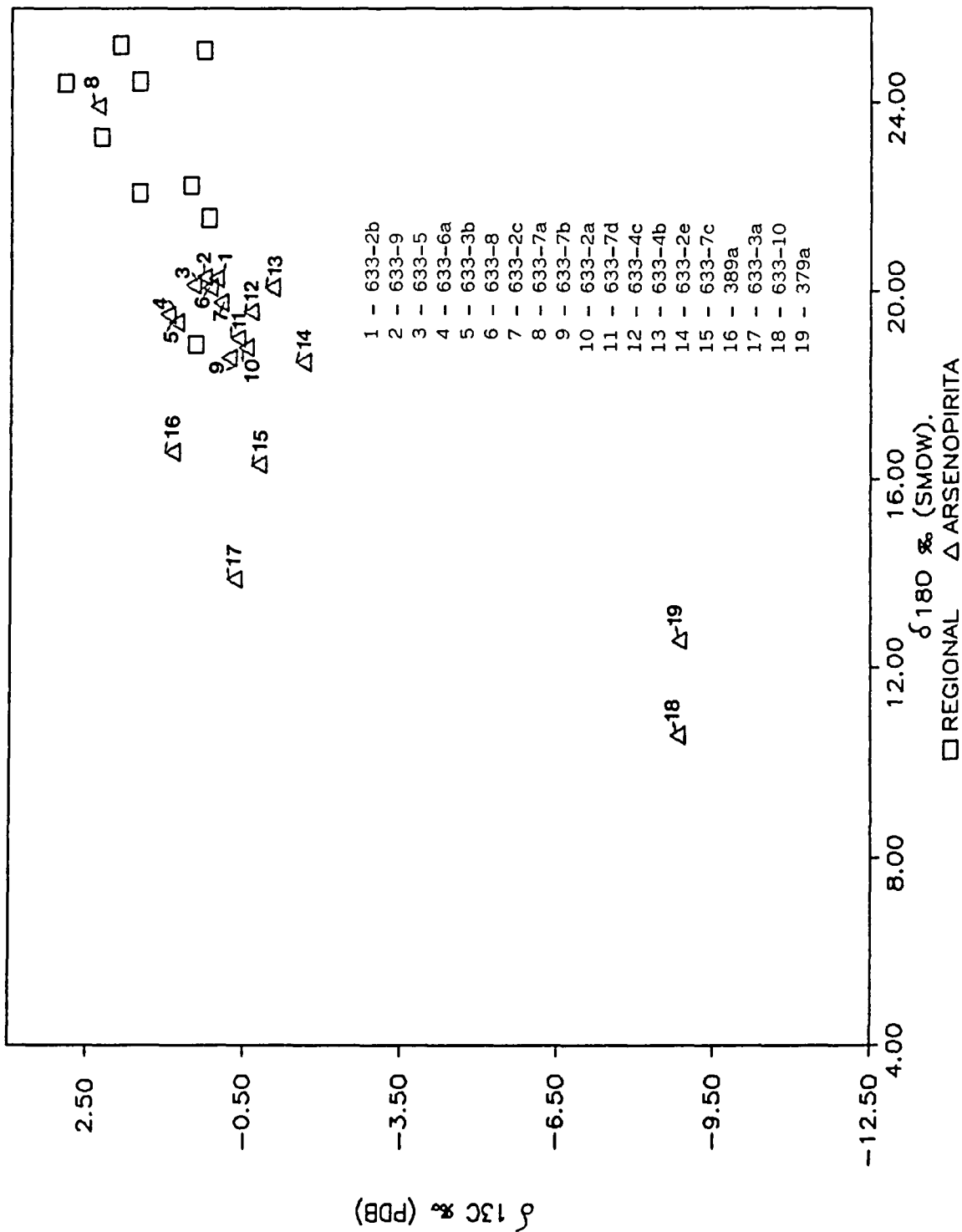


Fig. 8.6.33.- Diagrama  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ , on s'han projectat les diferents calcites analitzades dels skarn arsenopirita observen que únicament dues

sofre suposadament d'origen màgmic. Més endavant a l'apartat nº 8.3.1.9. tornarem sobre aquesta qüestió.

#### 8.6.2.7.- ELS ISOTOPS ESTABLES DE C i O.

S'han analitzat sistemàticament els marbres de l'encaixant del skarn Sk-377, així com les diferents calcites observades en aquest. La situació de les mostres analitzades es pot veure a la Figura 8.6.32 i a la fotografia 8.6.16. Els valors trobats per la calcita oscil·len entre  $\delta^{18}\text{O}=23.9$   $\delta^{13}\text{C}=2.4$  i  $\delta^{18}\text{O}=10.6$   $\delta^{13}\text{C}=-8.8$ , predominant principalment valors d'oxigen i carboni pesants. Els resultats de les anàlisis, així com la descripció de les mostres es troben a la Taula nº 8.6.4. Els valors isotòpics de les calcites d'aquests skarn mostren, respecte als valors de les calcites dels carbonats regionals, un lleuger empobriment en  $^{13}\text{C}$  i  $^{18}\text{O}$ . Solsament les calcites dels filons amb idocrasa (379a i 633-10a) mostren un empobriment important en els isotops pesants (Fig. 8.6.33).

Com es pot veure a la Figura 8.6.34 l'evolució descrita per les calcites del skarn s'adapta a les corbes generades a temperatures de 400 i 500 °C, mitjançant les equacions (R8.1.9, R8.1.11), per processos d'intercanvi isotòpic entre una calcària ( $\delta^{13}\text{C}= +2\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}= +22\%$  i  $\delta^{13}\text{C}= 0 \%$ ,  $\delta^{18}\text{O}= +22\%$ ) i un fluid equilibrat amb un magma ( $\delta^{13}\text{C}=-6\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}= +8\%$ ). Aquestes temperatures són congruents amb les temperatures donades per el geotermòmetre de l'arsenopirita i el geotermòmetre isotòpic galena-esfalerita, vistos anteriorment.

Mitjançant les equacions R8.1.13 i R8.1.14 de l'apartat 8.1, podem generar les corbes d'intercanvi isotòpic entre la calcita en equilibri amb el fluid



SKARN ARSENOPIRITA

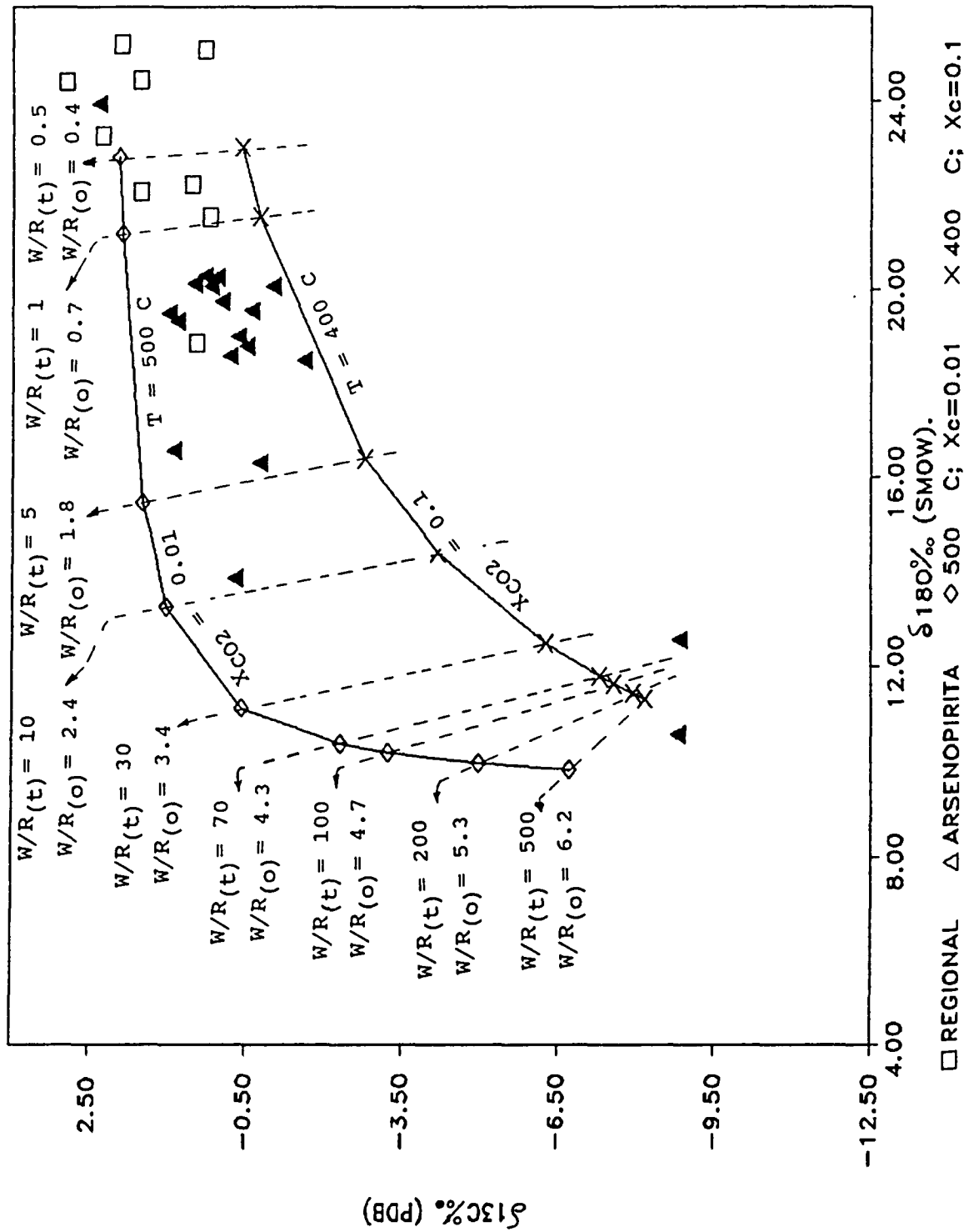


Fig. 8.6.34.- Diagrama  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ , on s'han projectat les diferents calcites analitzades dels skarns d'arsenopirita, a més de les corbes teòriques d'intercanvi isotòpic a 400 i 500 C calculades per una valoria regional ( $\delta^{13}\text{C} = 2.1$  i  $\delta^{18}\text{O} = 22$  per mil) i un  $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ .

ARSENOPIRITA

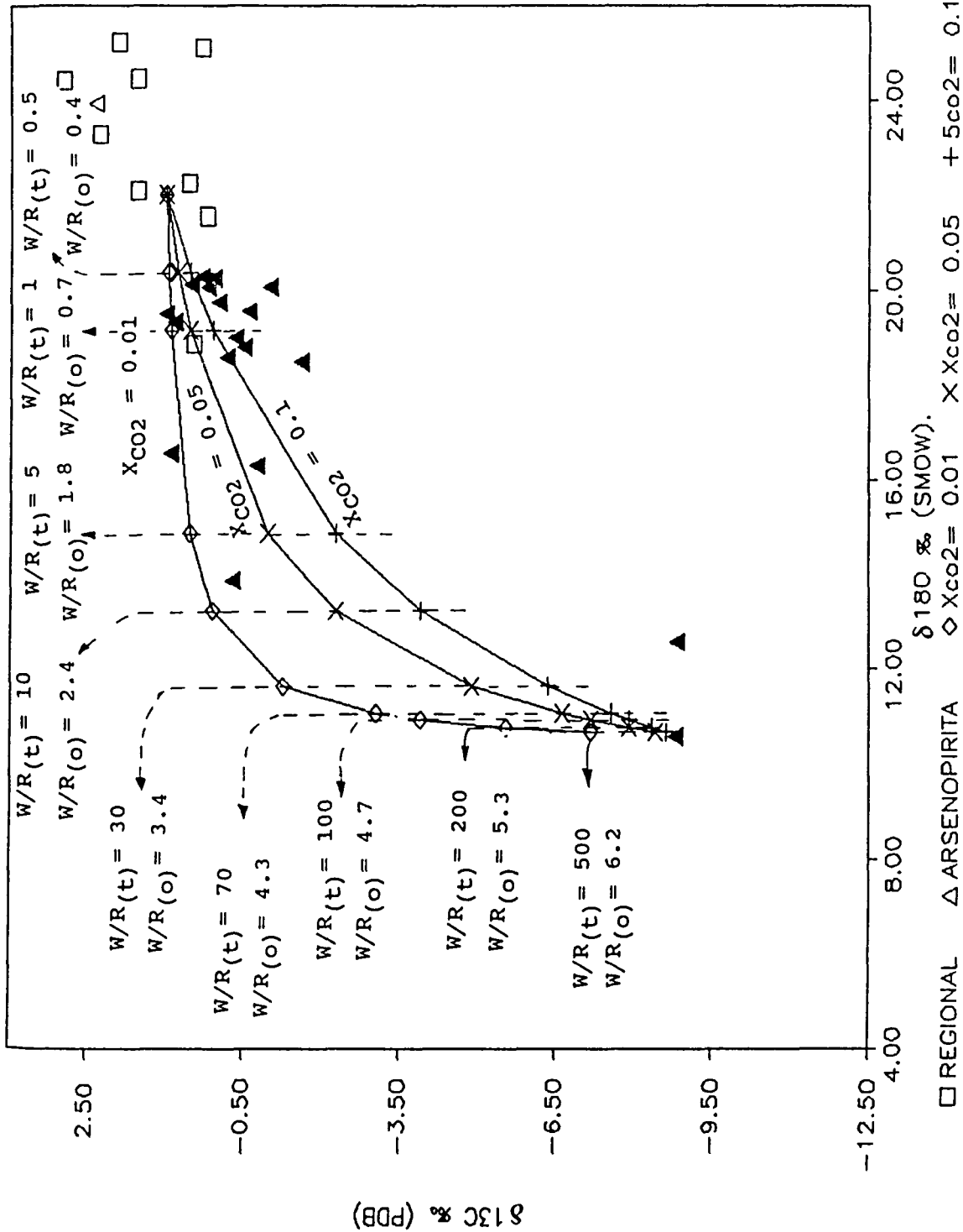


Fig. 8.6.35.- Diagrama  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  on es mostren les corbes d'intercanvi isotòpic construïdes a partir de la calcita filoniana 633-10a i el mabre regional ( $\delta^{13}\text{C} = +1$  per mil,  $\delta^{18}\text{O} = +22$  per mil i  $\delta^{13}\text{C} = 0$  per mil,  $\delta^{18}\text{O} = +22$  per mil), per diferents fraccions molars de  $\text{CO}_2$ .

metasomàtic (calcita filoniana més empobrida en C i O) i el marbre regional. D'aquesta manera l'error produït per la manca de precisió en la determinació de la temperatura de la temperatura i de la composició isotòpica del fluid metasomàtic no influencien la construcció de les corbes. A la Figura 8.6.35, es pot observar que amb les corbes així construïdes limiten la fracció molar de CO<sub>2</sub> de les calcites amb valors aigua/roca intermitjos a valors compressos entre 0.01 a 0.1.

S'ha calculat la fracció molar de CO<sub>2</sub> a partir de la equació R8.1.17 (veure apartat nº 8.1). Els resultats trobats és donen a la Taula 8.6.5. Aquests resultats, s'han de considerar com a orientatius.

Les diferents relacions aigua/roca de les diferents calcites analitzades en el skarn Sk-377 (Taula 8.6.5), indiquen que el sistema en tot moment ha estat controlat per la roca (relacions aigua/roca baixes). L'alta relació aigua/roca necessària per produir l'empobriment en <sup>13</sup>C i <sup>18</sup>O observat a les mostres 633-3a, 633-7c, 633-10a i 379a en un sistema tancat, indica la necessitat, com a mínim, de que el procés tingui lloc parcialment en sistema obert.

A la Figura 8.6.36 és pot observar l'evolució de les diferents calcites associades a les zones silicatades del skarn Sk-377. Les mostres 633-2a i 633-2e situades a la zona de la clorita mostren relacions aigua/roca més altes que les mostres 633-2b i 633-2c situades a les zones de la moscovita i del granat. L'empobriment major en <sup>13</sup>C de la mostra 633-2e, és degut a un lleuger contingut de grafit associat a la clorita III, al ser el fraccionament CO<sub>2</sub>-grafit major que el CO<sub>2</sub>-calcita a la mateixa temperatura dóna lloc a aquest empobriment major. Si sobre el diagrama δ<sup>13</sup>C/δ<sup>18</sup>O dibuixem un vector senyalant aquesta

Taula 8.6.5.

Skarn d'Arsenopirita. Fraccions molars de CO<sub>2</sub> calculades a partir de l'equació R8-1.17 (capítol 8.1).

MOSTRA	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	W/R TANCAT	W/R OBERT	X <sub>CO2</sub>
633-2A	-5	18.8	1.2	0.8	0.15
633-2B	0.1	20.3	0.5	0.4	0.19
633-2C	0	19.8	0.7	0.5	0.15
633-2E	-1.6	18.5	1.3	0.8	0.27
633-3A	-0.3	18.9	1.1	0.7	0.13
633-4C	-0.6	19.6	0.8	0.6	0.24
633-7B	-0.2	18.6	1.3	0.8	0.11
633-7C	-0.8	16.3	3.0	1.4	0.07
633-7D	-0.3	19.0	1.1	0.7	0.14
633-8	0.2	20.1	0.6	0.5	0.15
633-9	0.3	20.3	0.5	0.4	0.14



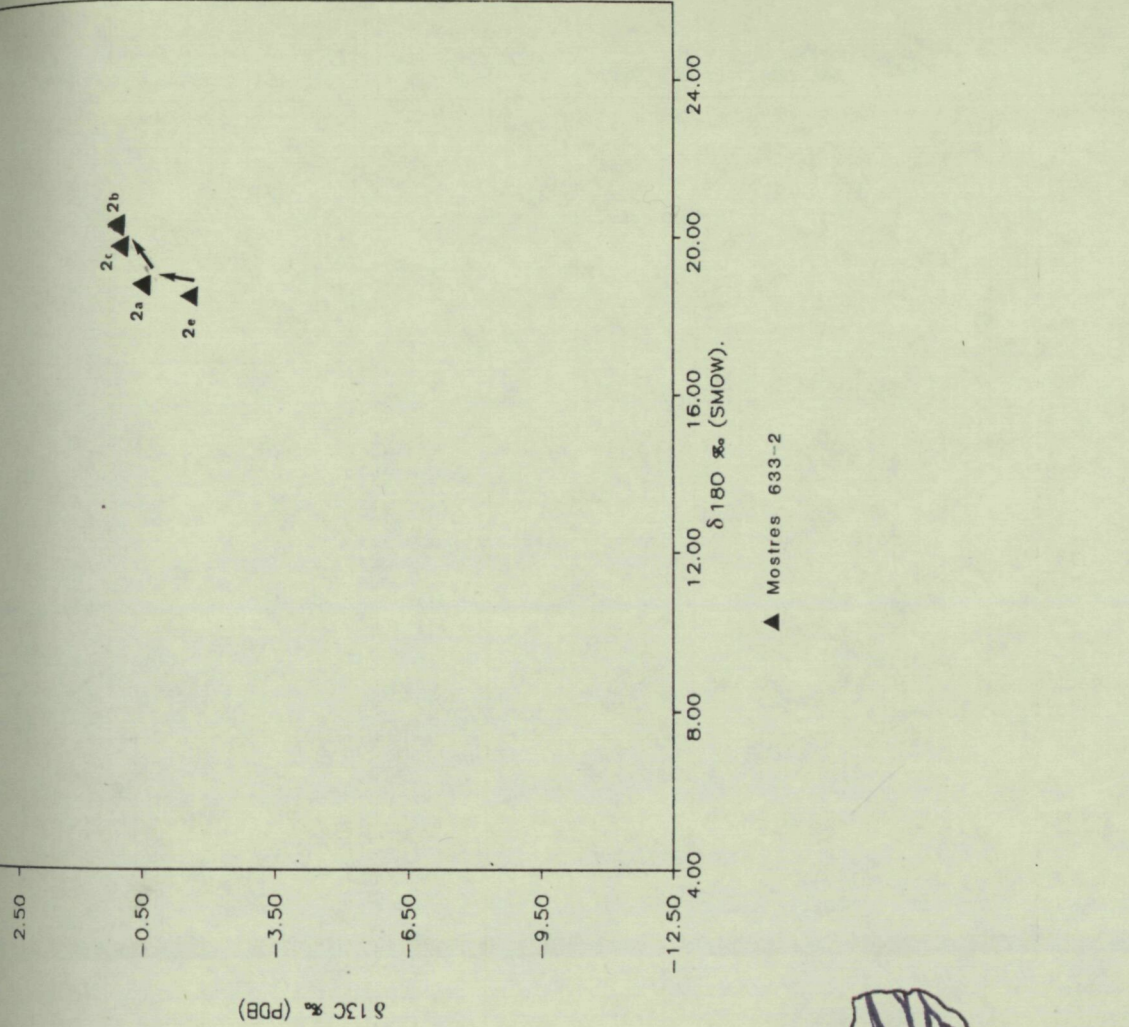


Fig. 8.6.36.- A) Diagrama  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  on es mostra el vector de disminució de la relació aigua/roca de les diferents calcites analitzades de la zona silicatada del skarn Sk-377. B) Esquema on es mostra la traslació del vector de disminució de la relació aigua/roca sobre la zona silicatada. Observeu el sentit de desplaçament del flux allunyant-se de la massa d'arsenopirita.



disminució de la relació aigua/roca, així com el sentit de disminució de la relació aigua/roca entre totes les mostres, aquest ens mostrara una component del sentit de circulació del flux del fluid. Si trasladem aquest vector sobre la roca, aquest vector ens mostra que el fluid ha avançat allunyant-se de la massa de sulfurs (Fig. 8.6.36).

A la Figura 8.6.37, hom pot observar el sentit de disminució de la relació aigua/roca des de la calcita filoniana (633-10a), cap el marbre més proper (633-7c), i des d'aquest cap les altres mostres més allunyades. Situan aquest vector sobre el propi skarn (Fig. 8.6.38), es pot observar que el fluid circula principalment mitjançant un flux canalitzat segons els plans d'estratificació, i que el flux difós és mínim. A la mateixa figura, hom pot veure que el fluid avança des de el contacte intrusiu (per sota del skarn) cap al skarn, allunyant-se d'aquest. Un exemple del flux difós, el podem veure clarament a la mostra 633-3, on el marbre amb clorita presenta empobriments en  $^{13}\text{C}$  i  $^{18}\text{O}$  majors que el marbre sense clorita (Fig. 8.6.38)

La calcita de la veta de idocrasa 633-10a presenta valors de  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  molt empobrits, corresponents a relacions aigua/roca altes. La calcita de la veta 379a que com ja hem esmentat al parlar del skarn Sk-377, és situa 3 metres per sota del skarn, mostra un empobriment en  $^{13}\text{C}$  semblant al de la mostra 633-10a, mentre que l'empobriment en  $^{18}\text{O}$  és menor. El menor empobriment en  $^{18}\text{O}$  en un procés d'intercanvi isotòpic (capítol 8.1), és indicador d'una menor temperatura de formació (Fig. 8.6.34).

Els isòtops estables de C i O de les calcites, ens permet diferenciar clarament les calcites lligades al procés de formació del skarn, de les formades per processos tardans sense cap lligam amb el skarn. En



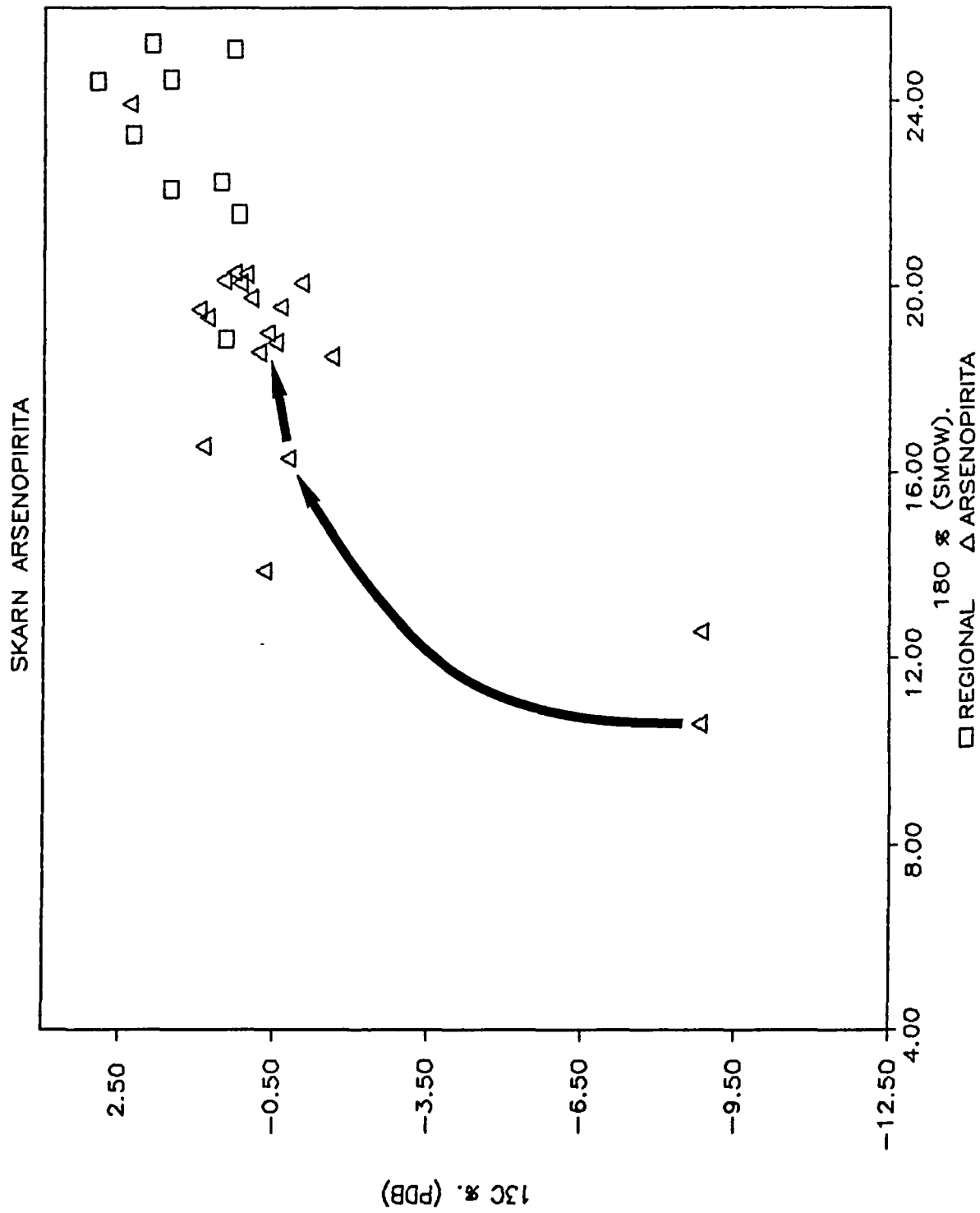


Fig. 8.6.37.- Diagrama  $^{13}\text{C}/^{18}\text{O}$  on es mostra el vector de disminució de la relació aigua roca entre les mostres correlacionables del skarn SK-377.

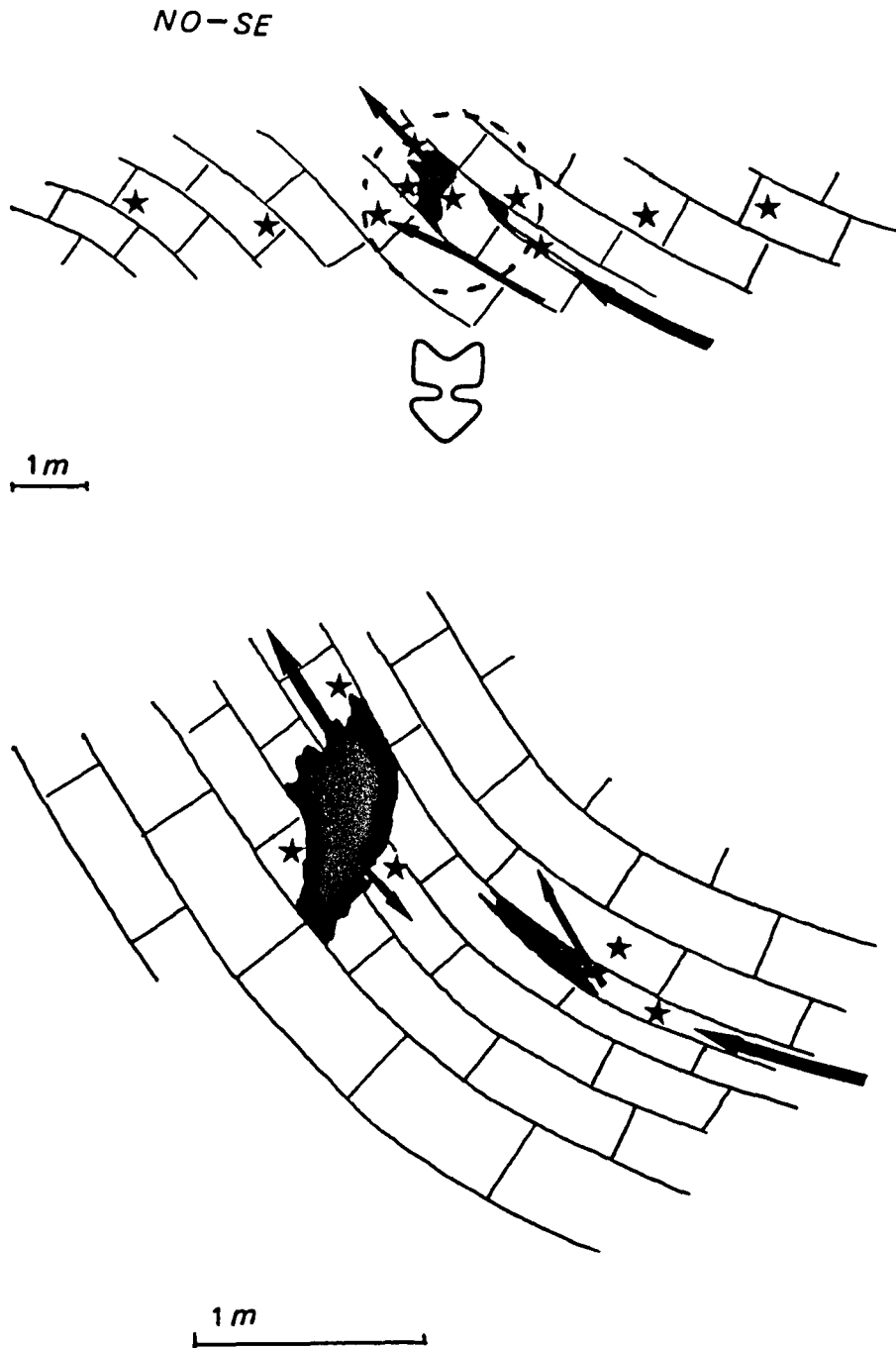


Fig. 8.6.38.- Tall geològic del skarn Sk-377, on s'ha superposat el vector de disminució de la relació aigua/roca de la Figura 8.6.37. Observeu el sentit de desplaçament del flux del fluid, així com el predomini del flux canalitzat sobre el difos.

aquest sentit, hom pot observar que a la mostra 633-7 hem analitzat dos marbres i dos filons de calcita. El marbre amb vetes silicatades mostra un empobriment major en  $^{13}\text{C}$  i  $^{18}\text{O}$  que el marbre sense silicats, evidència d'una major circulació de fluid metasomàtic. Dels dos filons, texturalment molt semblants, el de tamany majors i morfologia més rectilínia (633-7d) mostra un empobriment molt assemblat al del marbre sense silicats, mentre que el filó de menor tamany i morfologia més irregular (633-7a) mostra una composició idèntica a la dels carbonats regionals. El filó de major tamany, representa la calcita formada pel fluid canalitzat que al distribuir-se mitjançant un flux difús en el marbre causa l'empobriment del marbre. El filó de menor tamany (633-7a), és el resultat de fluids en equilibri amb la calcària regional i per tant provinents de sectors allunyats del skarn.

A manca de més dades sobre el skarn Sk-389, hom pot observar que la mostra 389b presenta empobriments similars als de les calcites del skarn Sk-377.

### 8.6.3 - CONCLUSIONS.

Els skarns d'arsenopirita són skarns distals que és situen prop del contacte intrusiu de la granodiorita i l'encaixant carbonàtic, en àrees on el contacte intrusiu talla geomètricament els plans d'estratificació dels marbres. En aquestes àrees, el granit i llurs fluids metasomàtics, utilitzen els plans d'estratificació dels carbonats com a camí preferencial de circulació. Aquest fet condiciona la morfologia dels skarns.

L'arsenopirita es el mineral més característic d'aquests skarns, podent ésser utilitzada directament

com a element marcador en campanyes d'exploració. Alternativament també pot ser utilitzada la composició isotòpica en  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  de les calcites, indicadors de baixes relacions aigua/roca, amb la mateixa finalitat. Tampoc és pot oblidar el fet que els skarns d'arsenopirita solen situar-se propers a skarns de pirrotina, per damunt del contacte intrusiu on es situen aquests darrers.

En els skarns d'arsenopirita els paràmetres físico-químics del fluid mineralitzant varien d'un skarn a l'altre, però presenten unes característiques generals comunes: temperatura entre 500 i 400 °C (lleugerament més alta en el skarn Sk-364), activitat d'oxigen per sota del tampó pirita + pirrotina + magnetita (PPM), i activitat de sofre entre els camps d'estabilitat de l'arsenopirita i el bismut natiu. Malgrat tot, hom pot observar diferències importants entre aquests tres skarns, com és la presència de un desenvolupament important de calcosilicats al skarn 364 i l'absència d'aquests en els altres dos skarns Sk-377 i Sk-389. Aquestes característiques coincideixen amb l'existència d'una associació polimetàl·lica de galena i altres sulfurs en la massa d'arsenopirita d'aquests dos skarns, així com amb el desenvolupament d'un halo de clorita. La clorita i l'associació polimetàl·lica de la galena han estat formades a partir d'un fluid amb fugacitats de sofre similars que a las de l'arsenopirita, i fugacitats d'oxigen inferiors progressivament controlades pel tampó Quars-Fayalita-Magnetita (QFM).

D'acord amb l'estudi dels isòtops estables de C i O, el flux del fluid avança principalment amb un flux canalitzat mitjançant els plans d'estratificació del marbre, i en una proporció molt menor mitjançant un flux difós a través del marbre.

Des d'un punt de vista econòmic l'or, argent, platí, paladi i metalls base, són els metalls que confereixen major importància a aquesta tipologia de skarn. L'argent es situa associat a la galena, a la hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) i a l'or. L'or es troba tant dins de l'arsenopirita com associat a la paragènesis polimetàl·lica de la galena. Els platinoids es troben associats a les fases de S-Te-Bi-Pb. A l'igual que altres mineralitzacions del Pirineu Oriental (Ayora, 1980 ; Ayora i Casas, 1986 ), el bismut es troba associat tant a l'argent com a l'or, poden utilitzar-se com a indicador per la prospecció d'ambdós metalls.

No hi ha cap raó, per atribuir les diferències mineralogiques i químiques entre els tres skarns (Sk-364, Sk-377 i Sk-389) a canvis de les constants fisico-químiques. Al contrari, les diferències detectades poden ser majors dintre de l'evolució d'un mateix skarn que entre ells. Les diferències entre els tres skarns, corresponen doncs a variacions locals del quimisme del fluid mineralitzant, que fins ara no sabem predir i que podrien tenir a veure amb el caràcter distal de cadascun dels skarns.



Foto 8.6.1.- Detall del skarn d'arsenopirita Sk-377. Observeu que els silicats són pràcticament absents.

Foto 8.6.2.- Veta silicatada formada per grossulària (negre) i moscovita + feldspat potàssic a la part interior. Observeu l'elevat grau de recristal·lització de la calcita d'un dels costats de la veta (mostra 633-2f, skarn Sk-377). NN.CC.

Foto 8.6.3.- Veta silicatada mostran un nucli de moscovita + feldspat potàssic i una envolta de grossulària. Observeu l'elevat grau de recristal·lització de la calcita situada en un dels costats de la veta (mostra 633-2h, skarn Sk-377). NN.CC.

Foto 8.6.4.- Zona de la clorita. Observeu la clorita II en agregats radials, parcialment reemplaçada per la clorita III de gra fi. Mostra 633-2f, skarn Sk-377. NN.PP.

Foto 8.6.5.- Clorita I associada a clorita + moscovita (mostra 633-2b, skarn Sk-377). NN.PP.

Foto 8.6.6.- Detall on es mostra el reemplaçament de la clorita II (agregats radials de color verd pàlid), per la clorita III (gra fi i color verd fosc). Mostra 633-2e, skarn Sk-377). NN.PP.

Foto 8.6.7.- Clorita II amb nuclis de biotita (Mostra 633-2f, skarn Sk-377). NN.PP.

Foto 8.6.8.- Variacions en el contingut en ferro de la clorita II, (mostra 633-2e, skarn Sk-377). NN.PP.

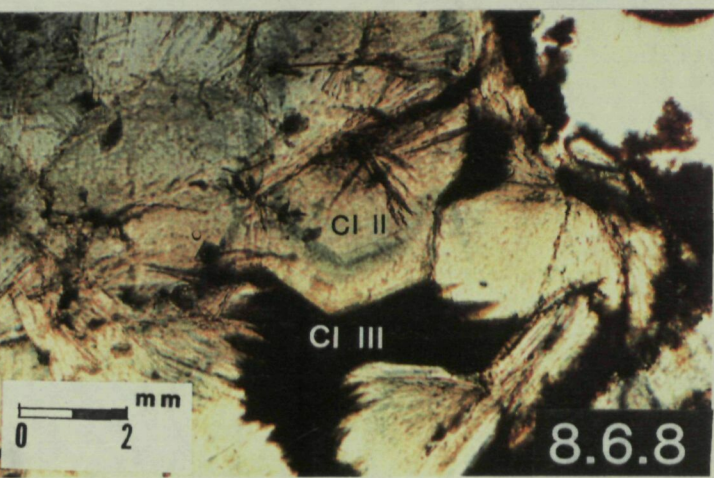
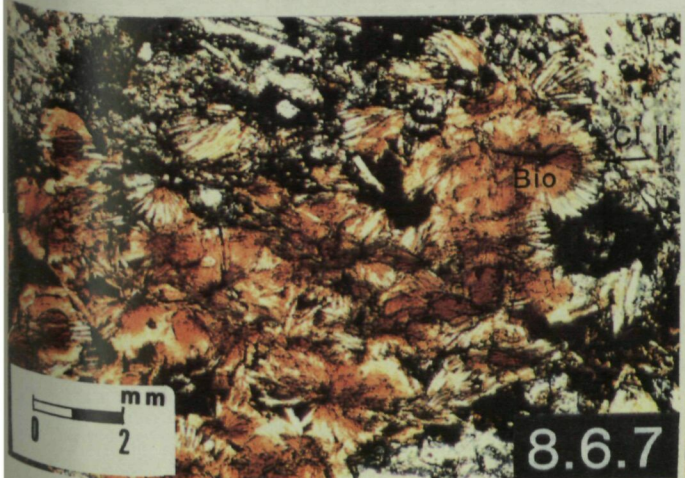
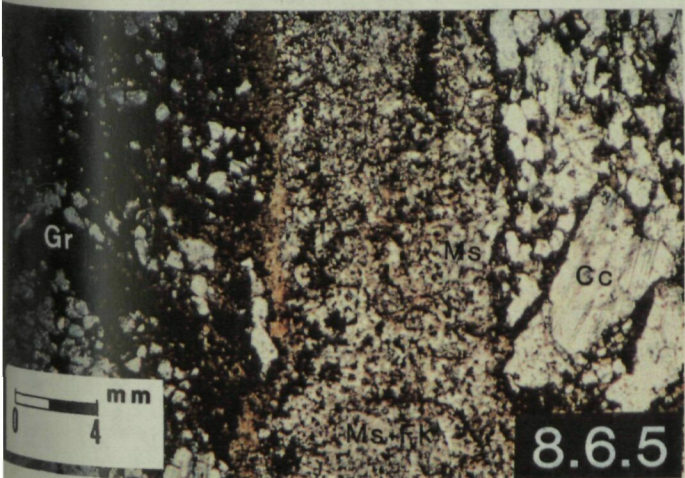
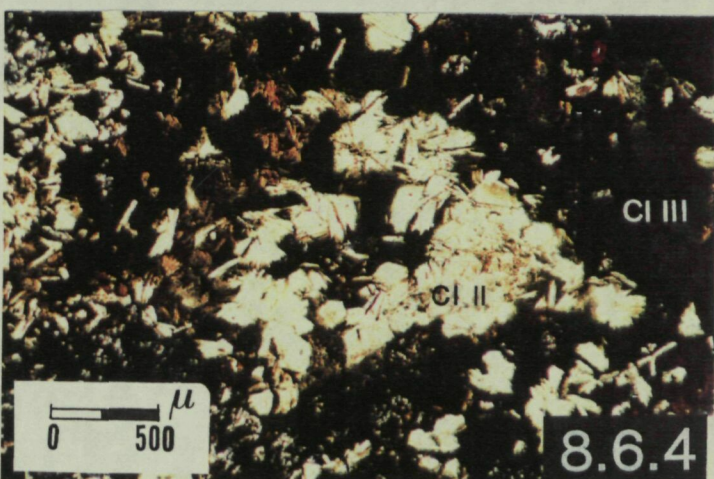
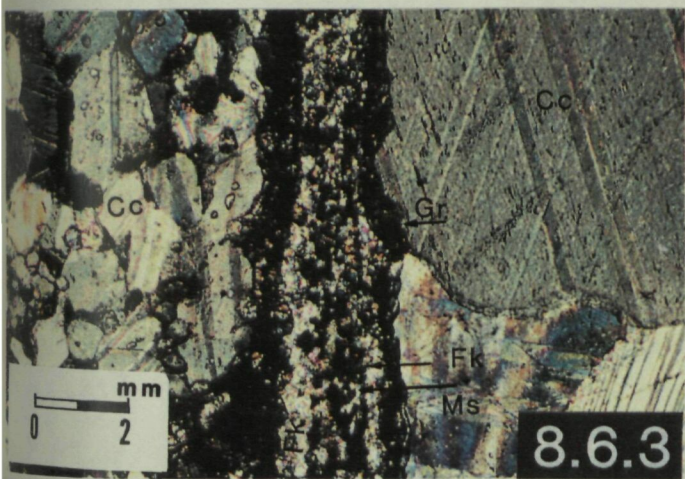
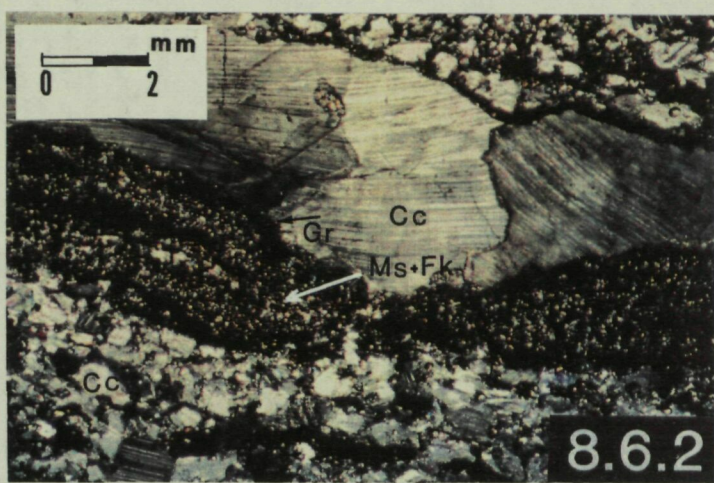








Foto 8.6.9.- Cristalls de idocrasa zonats. Observeu, el color blau berli anormal del nucli, i la zona de color marró situada entre l'anterior i la zona amb birrefringència normal gris de primer ordre. NN.CC.

Foto 8.6.10.- Cristall d'arsenopirita parcialment reemplaçat per l'associació polimetàl·lica de la galena. NN.PP.

Foto 8.6.11.- Cristall d'arsenopirita parcialment reemplaçat per l'associació polimetàl·lica de la galena. Observeu el gra d'or associat a la galena. Llegenda: Gn= galena, Gf = grafit, Au = or natiu. NN.PP.

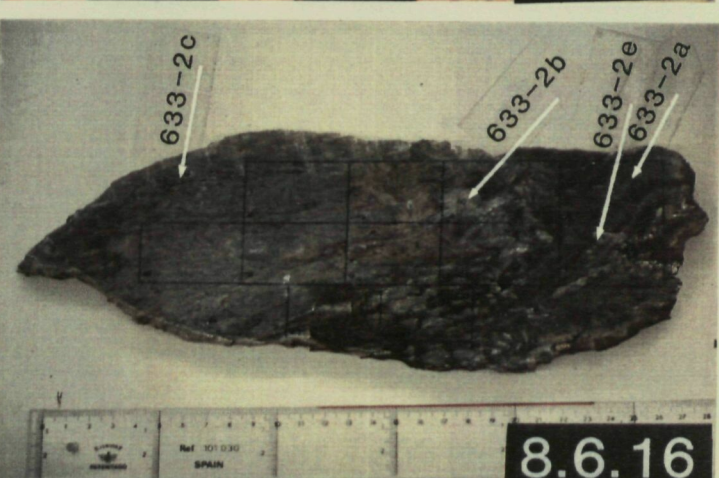
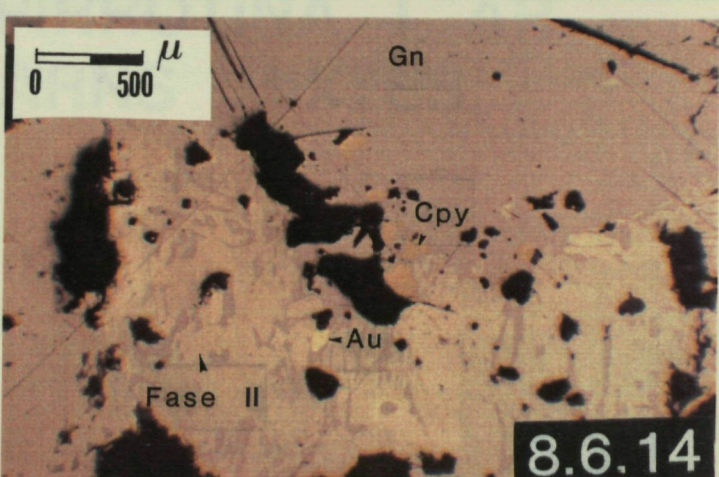
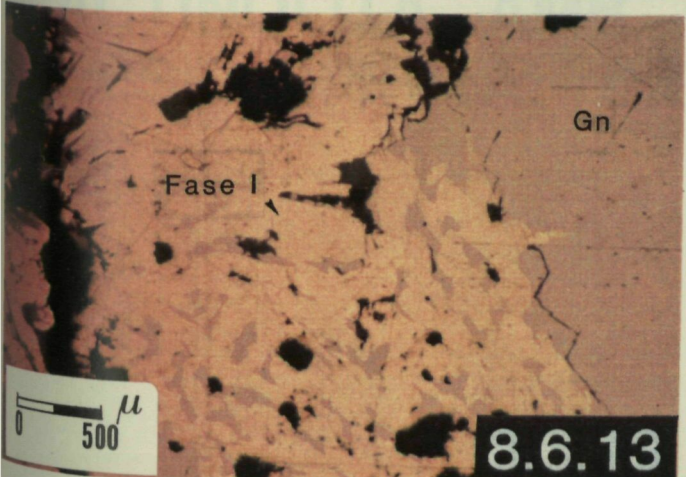
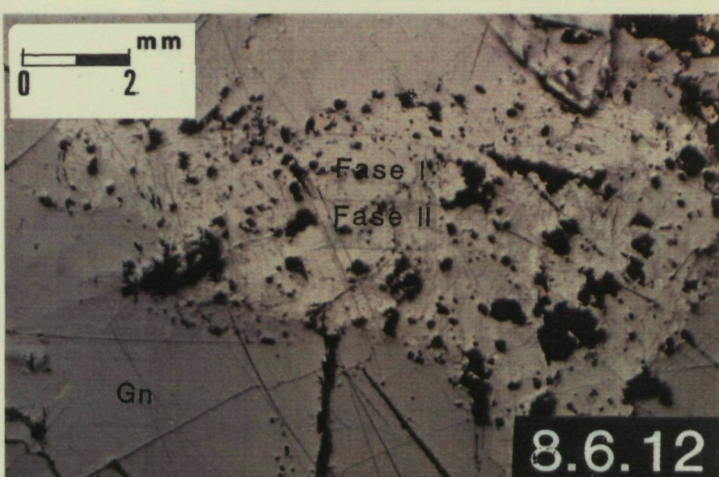
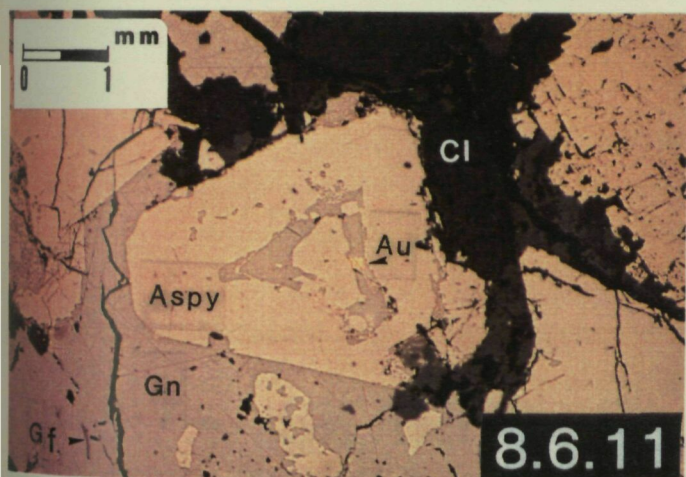
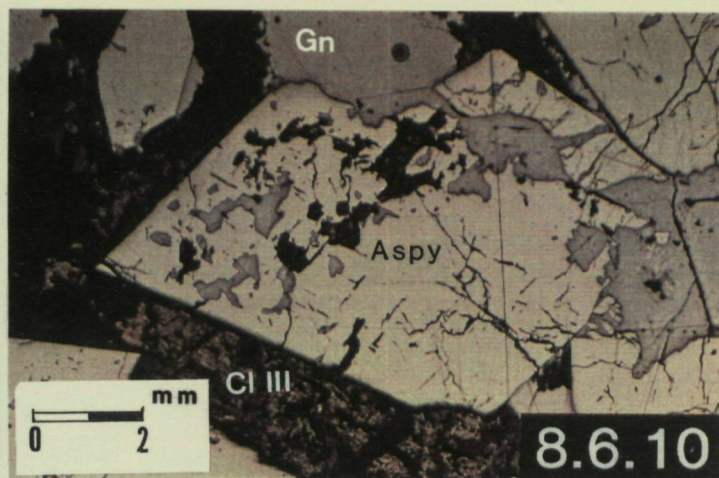
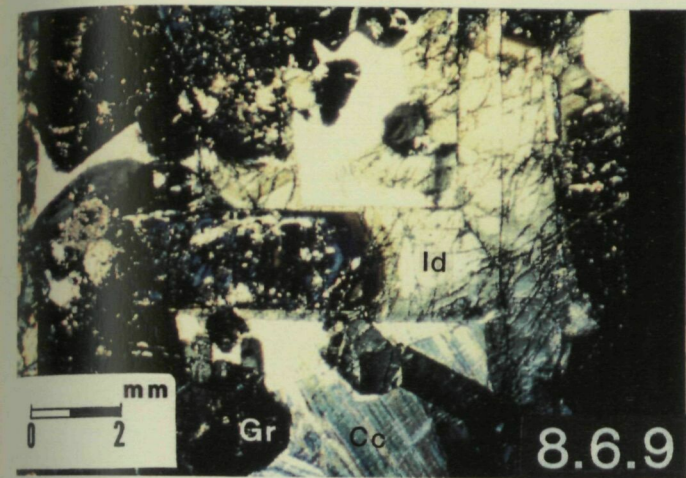
Foto 8.6.12.- Agrupació de fases de S-Te-Bi-Pb, hessita, galena, calcopirita, esfalerita i or. Skarn Sk-377. NN.PP.

Foto 8.6.13.- Detall d'un agregat de sulfotelururs on predomina la fase I. Skarn Sk-377. NN.PP.

Foto 8.6.14.- Detall d'un agregat de sulfotelururs on predomina la fase II. Skarn Sk-377. NN.PP.

Foto 8.6.15.- Detall del skarn Sk-364, on es pot observar l'alternaça de llentios d'arsenopirita i calcosilicats.

Foto 8.6.16.- Detall del skarn Sk-377, on es pot observar: la zona de la clorita, la de la moscovita + feldspat potàssic i la del granat. Les fleches senyalen la situació de les mostres d'isòtops.





**8.7.- SKARNS D' HEDENBERGITA  
ACTINOLITA AMB PIRROTINA I AR-  
SENOPIRITA: SKARNS MIXTES.**



**8.7.- SKARNS D'HEDENBERGITA-ACTINOLITA AMB  
.PIRROTINA I ARSENOPIRITA: SKARNS MIXTES.**

Aquests skarns es diferencien dels skarns de pirrotina pel gran contingut d'arsenopirita i per llur mineralogia silicatada; dels skarns d'hedenbergita per la quantitat de minerals metàl·lics presents i per la presència d'Actinolita; i dels skarns d'arsenopirita pel contingut en pirrotina, llur caràcter proximal i la mineralogia silicatada.

L'interès d'aquesta tipologia de skarn radica en llur contingut en Sn (1%) i Au (< 2 ppm). Cal remarcar que aquesta mineralització representa el primer indicatiu de cassiterita en skarn del Hercínic del Pirineu. Recentment Melgarejo et al. (1988), han pogut manifest l'existència de mineralitzacions de cassiterita lligades a pegmatites en el Pirineu Oriental.

**8.7.1.- DESCRIPCIÓ MORFOLOGICA, MINERALOGICA i  
TEXTURAL.**

Ha estat trobat un skarn d'aquesta tipologia a l'àrea estudiada, i és situada prop del Mas de Sant Vicenç, un sector amb gran desenvolupament de sòl i vegetació. Concretament han estat trobats tres afloraments d'aquest skarn, separats 50 i 200 metres l'un de l'altre. Per facilitar la descripció els anomenarem Sk-827, Sk-826 i Sk-870 (Fig. 8.7.1).

**SECTOR NORD (SKARN Sk-827).**

Les condicions d'aflorament sols han permès estudiar l'endoskarn i una part de l'exoskarn. El skarn té una potència mètrica (4 a 7 m), en ell hom pot diferenciar quatre zones que de la part interna a l'externa són (Fig. 8.7.2): 0) Granodiorita biotítica;



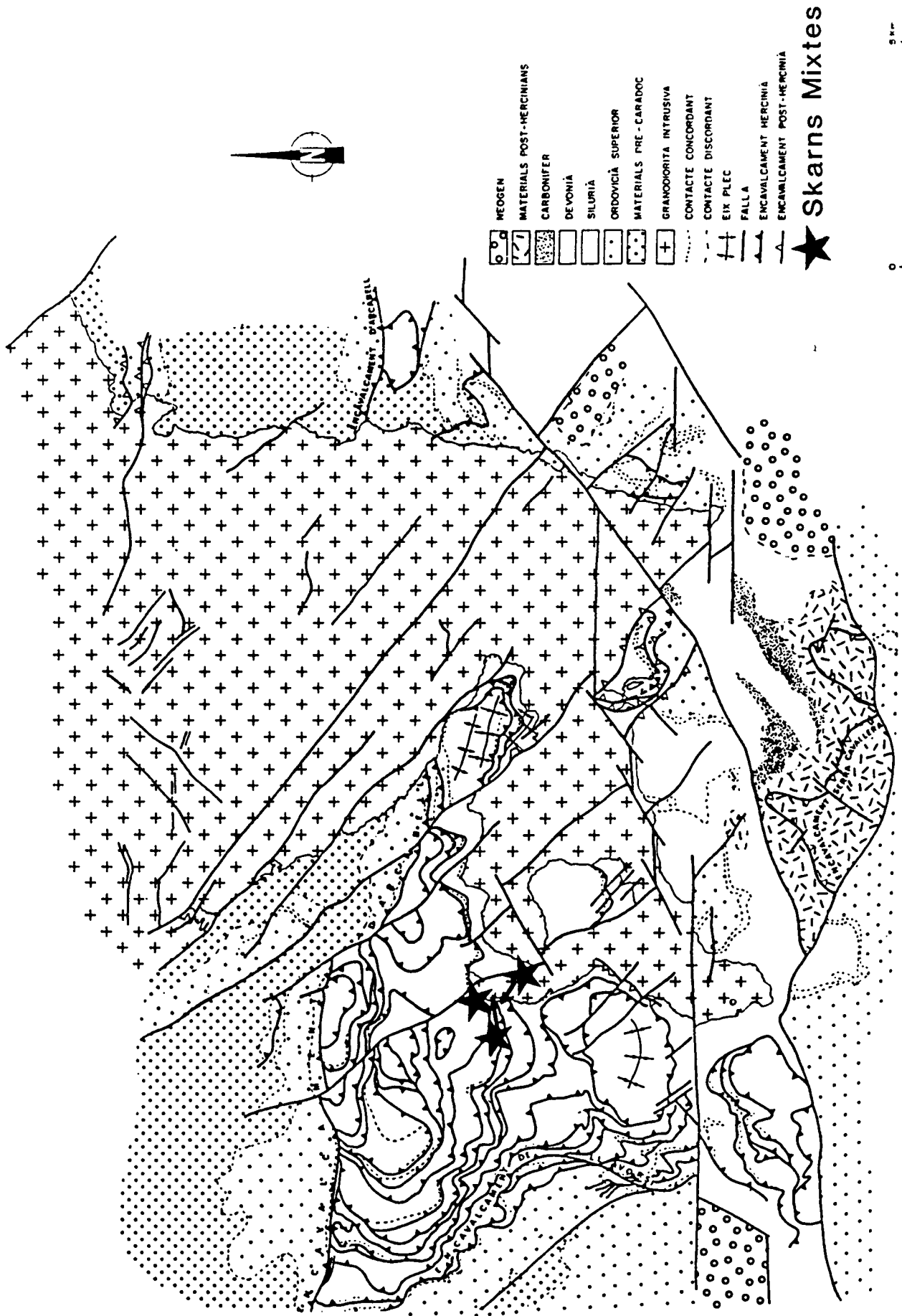


Fig. 8.7.1.- Esquema geològic mostrant la situació dels

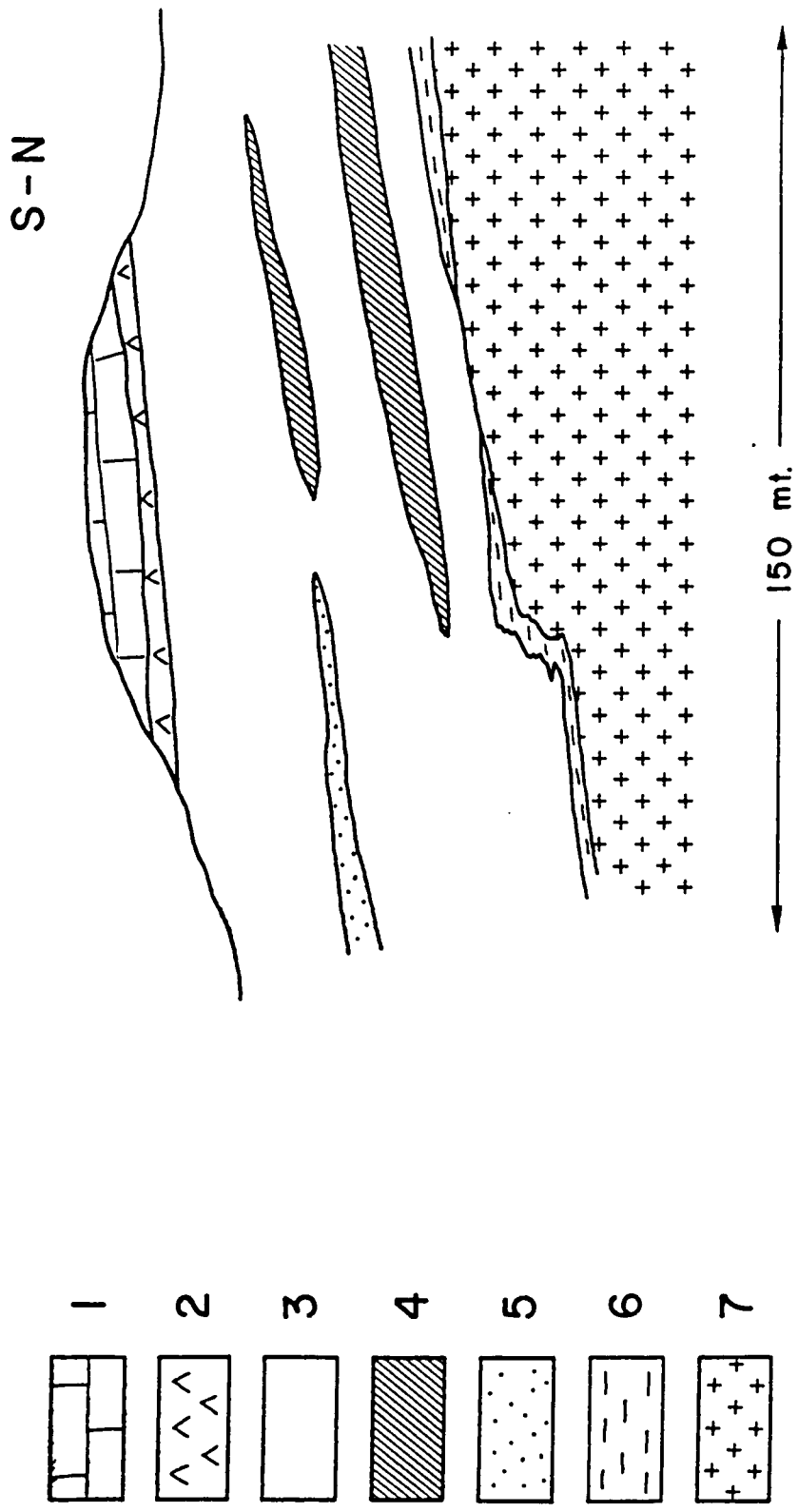


Fig. 8.7.2.- Tall geològic esquemàtic del skarn sK-827. Legenda  
 1) Marbres, 2) Zona del Granat, 3) Zona de l'hedenbergita, 4) Zona de l'hedenbergita massissa, 5) Zona de l'actinolita, 6) zona del corindó + hercinita. 7) Grossodiorita.

1) Zona del corindó + hercinita; 2) Zona de l'hedenbergita en vetes; 3) Zona de l'hedenbergita massissa 4) Zona del granat. En la zona de l'hedenbergita massissa es situa una subzona de l'actinolita.

#### La zona del corindó + hercinita.

Aquesta es caracteritza per una roca de color gris fosc amb una marcada orientació aproximadament paral·lela al contacte intrusiu. Aquesta zona és de mida decimètrica, caracteritzant-se per una granodiorita biotítica de gra fi, on les biotites mostren una lleugera orientació planar paral·lela al contacte intrusiu. Els grans minerals en aquesta zona són de mida de gra fina (<1mm), però localment s'observen vetes paral·leles al contacte intrusiu on els feldspats alcalins i les plagiòclasis presenten mides de gra molt més grolleres (>3mm). Les plagiòclasis es presenten zonades, amb nuclis més rics en Ca i envoltats més albitiques (Fig. 8.7.3). Localment s'observa una moscovitització important. El corindó és present en cristalls idi a hipidiomòrfics de mida mil·limètrica, incolora a color blau intens (Foto 6.3, capítol 6). A les parts més internes de la zona es troba associat a biotites mentre que a les més externes presenta corones de hercinita (Foto 6.2, capítol 6), fins a l'extrem d'ésser totalment reemplaçat per aquesta. Generalment el corindó presenta inclusions d'ilmenita amb zenc. L'hercinita és present en cristalls idi a hipidiomòrfics associats al corindó, llur composició mostra continguts baixos en Zn (Annex 4). Localment hom observa inclusions de pirrotina (Fig. 8.7.4).

El corindó presenta corones de retrogradació a diàspor, moscovita i margarita (Fig. 8.7.5). El diàspor es desenvolupa directament sobre el corindó,

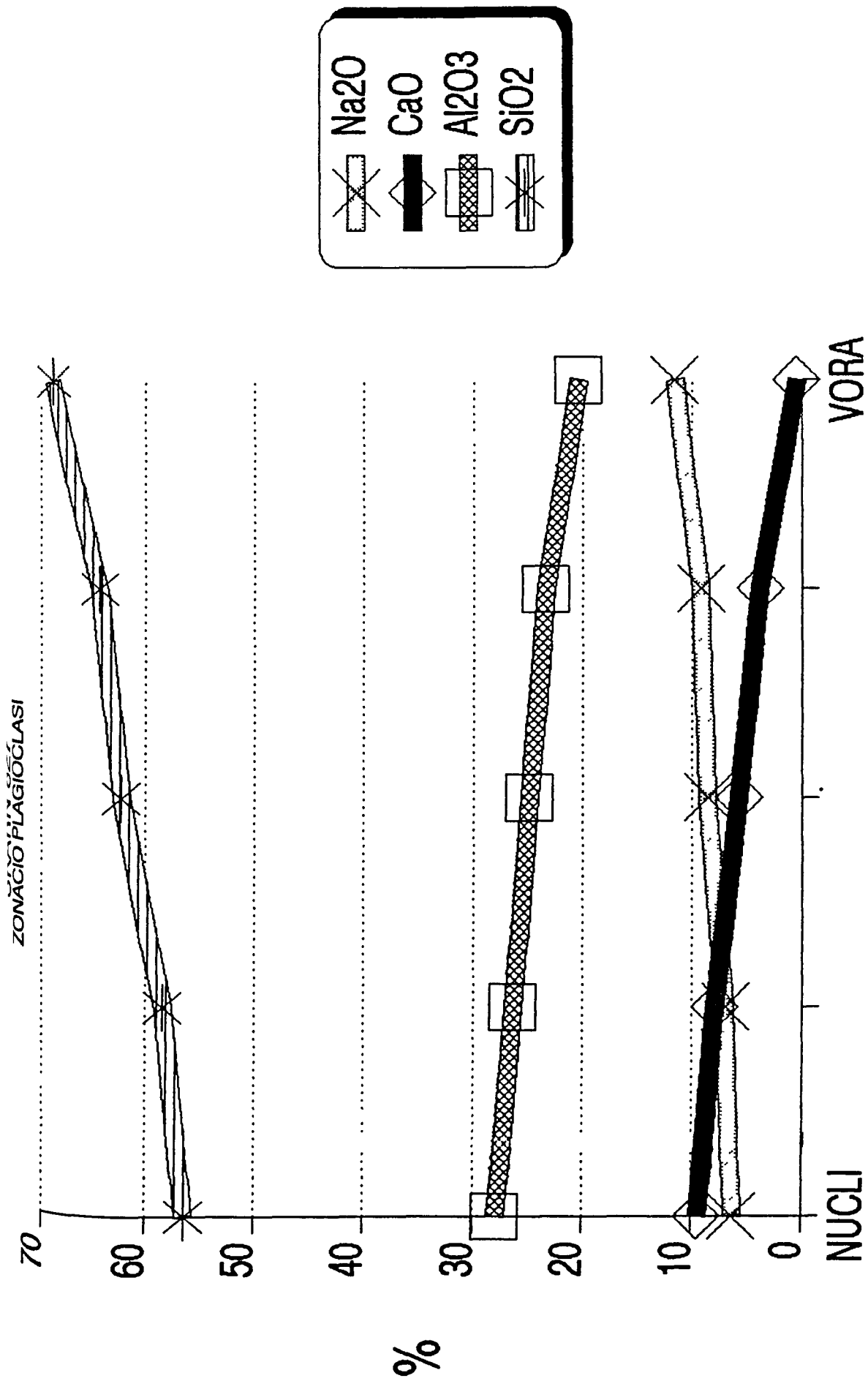


Fig. 8.7.3.- Gràfic on es mostra la zonació composicional de les plagiòclasis.



mentre que la moscovita i la margarita es situen en corones al voltant del corindó i l'hercinita (Foto 8.7.1).

#### La zona de l'hedenbergita en vetes.

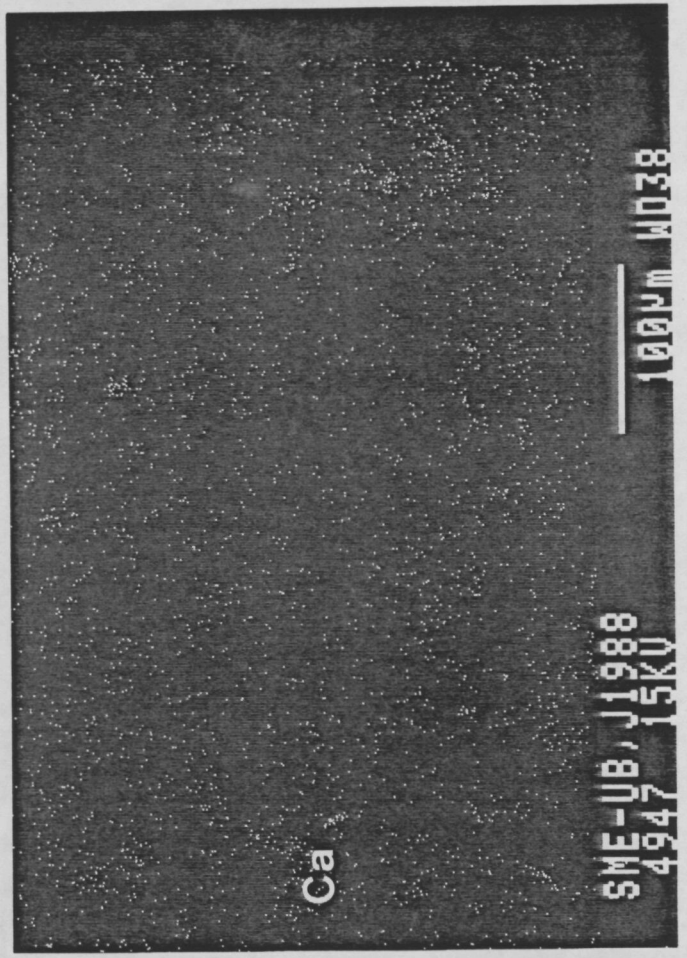
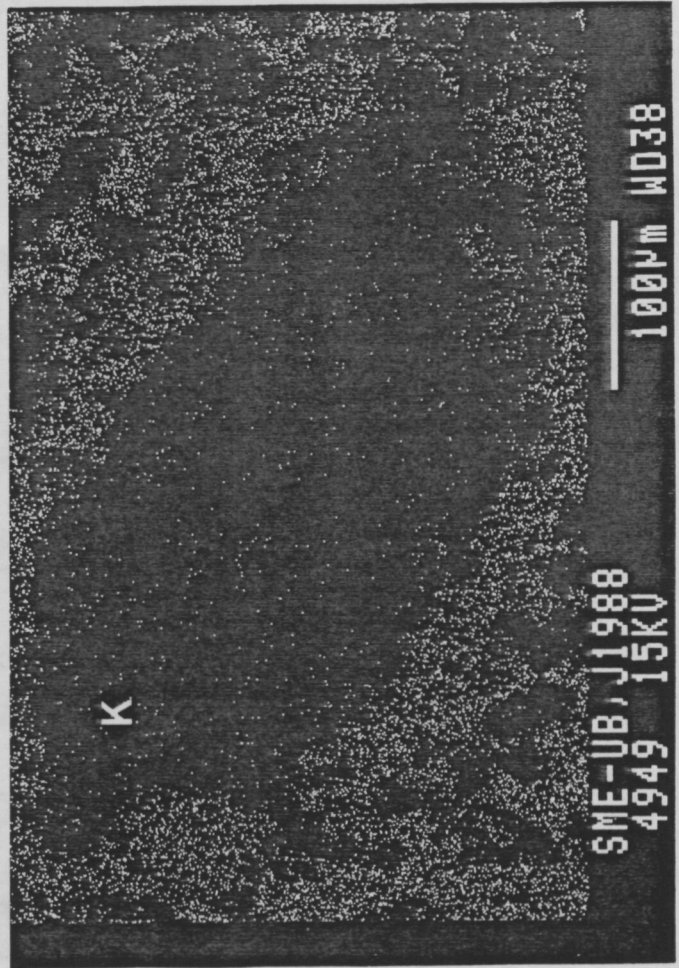
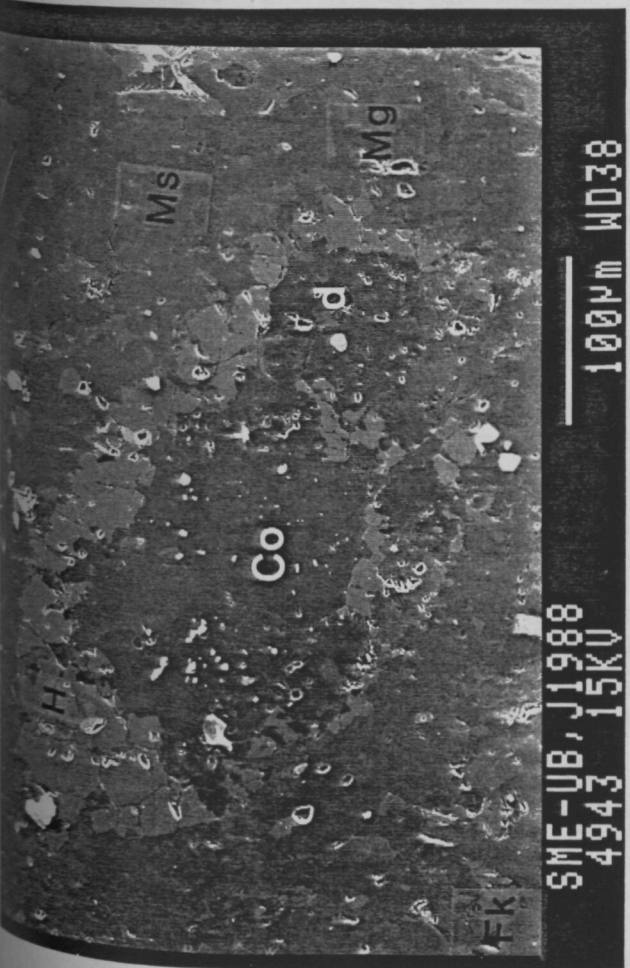
Aquesta zona és de mida decimètrica, i és constituïda per la pròpia granodiorita amb vetes mil·limètriques d'hedenbergita, quars i feldspat potàssic que tallen el conjunt de la roca que podríem classificar com a leucogranit (Foto 8.7.2). Junt a l'hedenbergita també es troba esfèn i allanita. L'orientació d'aquestes vetes és aproximadament paral·lela al contacte intrusiu. Cap a parts més externes d'aquesta zona l'hedenbergita pot reemplaçar a les biotites donant lloc a corones de reacció.

#### La zona de l'hedenbergita massissa.

Aquesta zona és de mida mètrica, és constituïda per un agregat d'hedenbergita de mida de gra fina (< 2 mm) amb nivells locals de mida de gra major (> 0.6 mm). El límit entre aquesta zona i la de l'hedenbergita en bandes és gradual. Localment en posicions intersticials a l'hedenbergita es situa granat que localment pot reemplaçar l'hedenbergita. Aquest granat mostra continguts en Sn baixos < 1% atòmic. Alhora, intersticialment al granat, localment es troba epidota, també amb continguts baixos en Sn (< 1%). En aquesta zona ha estat observada la transformació de l'ilmenita en esfèn.

A l'interior de la zona de l'hedenbergita + granat es situa un nivell planar de potència decimètrica d'actinolita massissa, aquesta és caracteritzada per cristalls centimètrics de morfologia idi a hipidiomòrfica d'actinolita. Localment s'ha observat el reemplaçament del granat per l'actinolita (Foto 8.7.3). Associada a l'actinolita es troba una

Fig. 8.7.5.- A) Fotografia amb microscòpia de rastreig d'un cristall de corindó amb una corona d'hercinita (H) i corones de retrogradació a muscovita i margarita (Ms + Mg). B) Mapa de distribució del Fe. C) Mapa de distribució del K. D) Mapa de distribució del Ca. Condicions d'anàlisi: 15 Kv, 2000 cps.





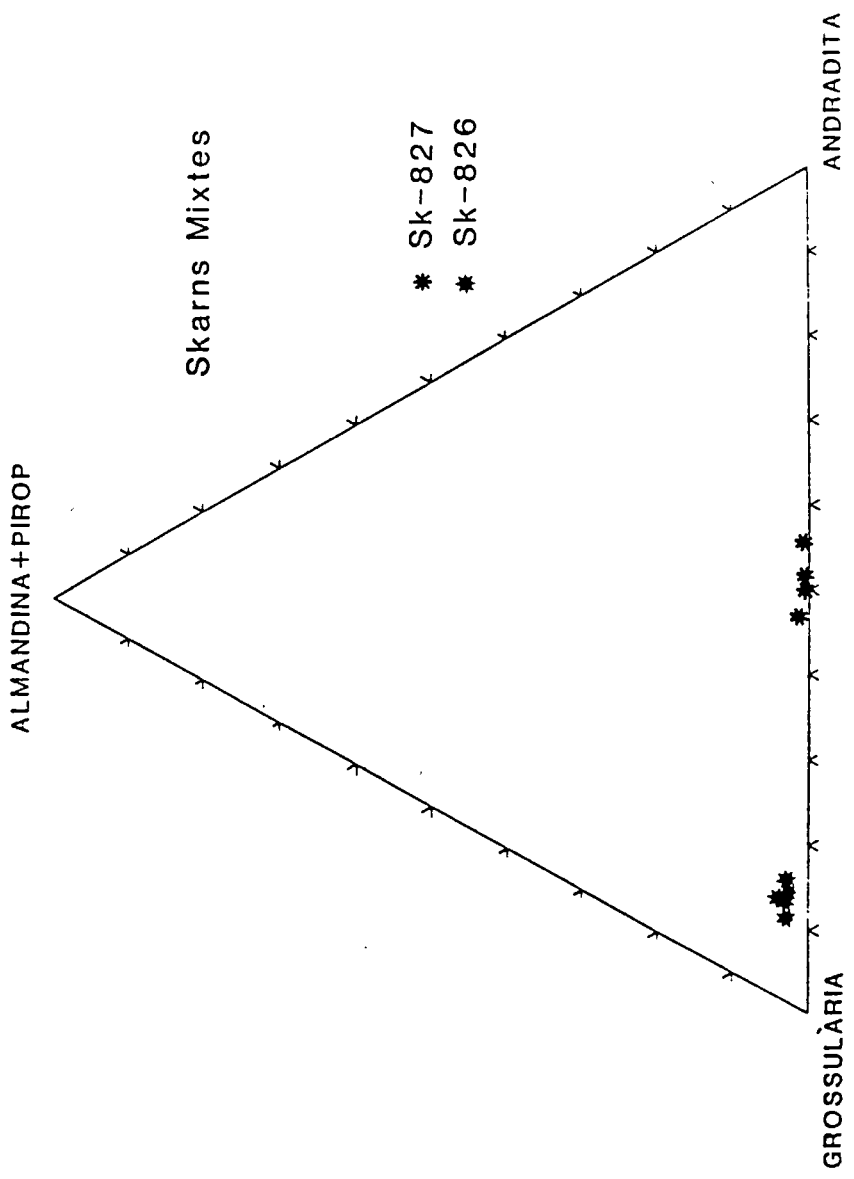


Fig. 8.7.6.- Composicions del granats dels skarns mixtes.

mineralització de scheelita poc desenvolupada. Properament a aquesta subzona, l'hedenbergita presenta nivells mil·limètrics amb morfologia planar de retrogradació a actinolita.

### La zona del granat.

Es constituïda principalment per un granat de composició intermèdia  $Gr_{48} And_{52} - Gr_{53} And_{47}$  (Fig. 8.7.6), el qual localment pot reemplaçar una idocrasa anterior. Les pèsimes condicions d'aflorament d'aquesta zona no han permès llur estudi detallat.

### LES PARAGÈNESIS DE RETROGRADACIÓ.

A més de la moscovita, margarita i diàspor esmentats anteriorment, hom pot observar la formació de prehnita i actinolita, sense que cap dels dos minerals arribi a adquirir una importància relevant. La mineralització metàl·lica es troba associada a una paragènesis de quars + calcita + clorita + sulfurs.

### MINERALOGIA DE MINERALS METAL·LICS.

Els minerals metàl·lics és troben disseminats entre els silicats, generalment és situen en posicions intersticials o en vetes associats a la paragènesi de quars + calcita + clorita.

La mineralogia metàl·lica és representada per l'associació d'arsenopirita i pirrotina. L'arsenopirita es presenta en cristalls hipi a idiomòrfics amb inclusions de bismut natiu, bismutinina, calcopirita, esfalerita, pirrotina i or natiu. Aquesta paragènesi és incipientment reemplaçada per una paragènesi de calcopirita + esfalerita + bismut natiu + bismutinina + or.

# SKARN MIXTE SK-826

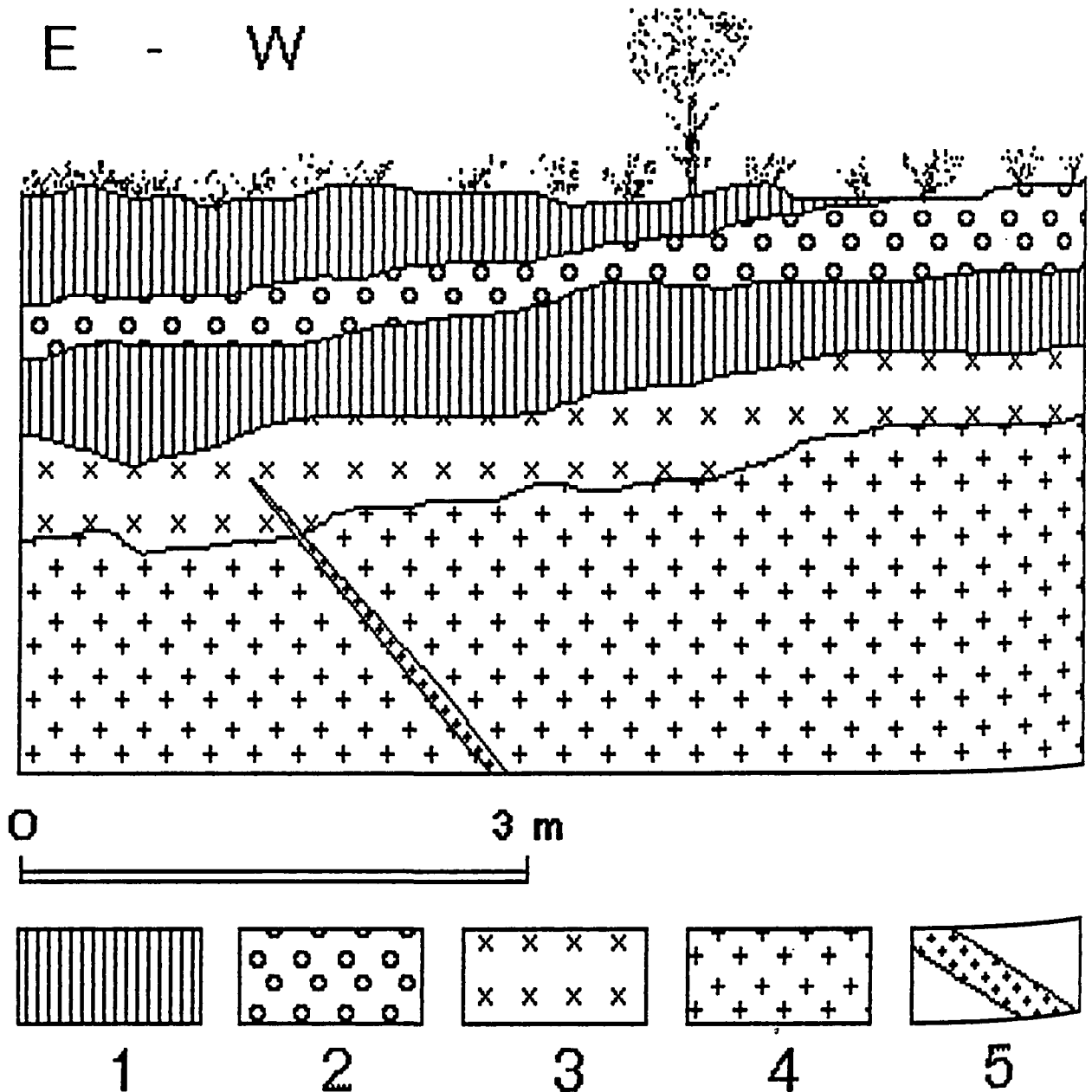


Fig. 8.7.7.- Tall geològic del skarn 826. Legenda: 1) Pirrotina i arsenopirita; 2) quars amb grossulària, cassiterita, calcopirita, pirrotina i esfalerita; 3) leucogranit; 4) granodiorita; 5) dic d'aplita.

#### **SECTOR CENTRAL (SKARN 870).**

Aquest es un aflorament de sulfurs massissos de petites dimensions (1 x 2 m). Aquests mostren un bandat composicional, on en unes bandes predomina la pirrotina i en altres l'arsenopirita, bandat que es remarcat per l'alteració diferencial dels dos minerals a òxids i arseniats de ferro respectivament. Localment s'ha observat una banda de quars amb grossulària, epidota i moscovita. Sovint es troba fortament reemplaçada per clorita. L'epidota mostra continguts en Sn inferiors al 2 % atòmic (Annex 4).

La mineralogia es idèntica a la que descriurem tot seguit en el sector sud.

#### **SECTOR SUD (SKARN 826).**

Consisteix en un aflorament de sulfurs en un àrea amb un gran desenvolupament de sòl, la qual cosa dificulta llur estudi (Foto 8.7.4). La massa de sulfurs mostra un aspecte bandat, presentant una alternança de bandes decimètriques riques en arsenopirita i en pirrotina. En el centre de la massa de sulfurs es troba una banda de quars amb grossulària, epidota, clorita, moscovita, calcopirita i cassiterita (Fig. 8.7.7). La grossulària mostra una composició molt constant, no ha estat observada cap variació composicional al llarg del cristall (Fig. 8.7.8).

#### **MINERALOGIA DE MINERALS METAL.LICS.**

La mineralogia metàl·lica consisteix en una primera paragènesi de pirrotina i arsenopirita. L'arsenopirita presenta fines inclusions de calcopirita, bismut natiu i or natiu. Un estadi polimetàl·lic representat principalment per calcopirita reemplaça l'anterior associació. La successió mineral es pot observar a la Figura 8.7.9. Associats a la calcopirita es troba

# SKARN MIXTE 826

## ZONACIO GRANATS

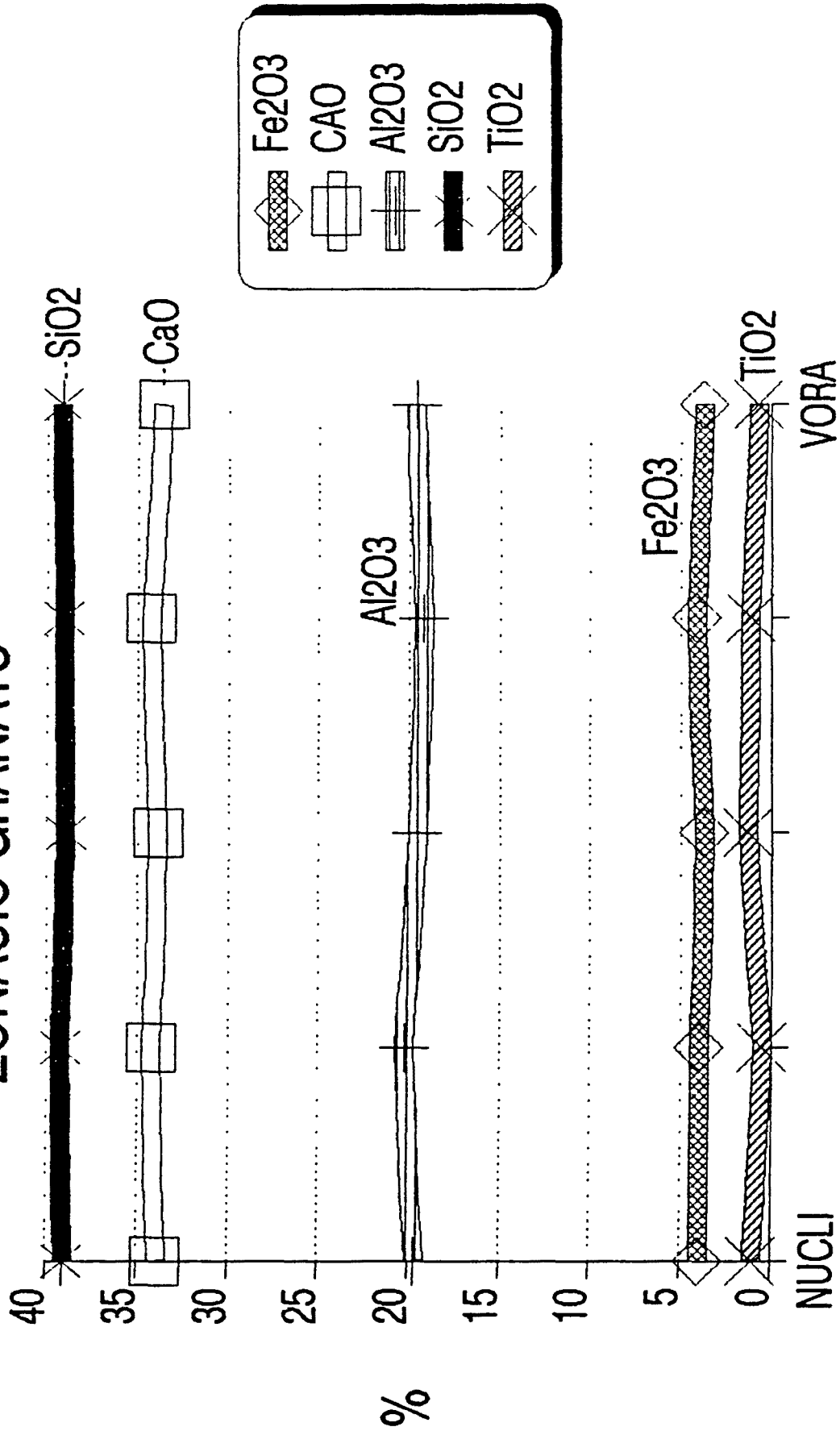


Fig. 8.7.8.- Gràfic on es pot observar la composició quasi constant de la grossularia tardana lligada als sulfurs.

**ORDRE DE SUCCESIO MINERAL DELS SKARNS MIXTES.**

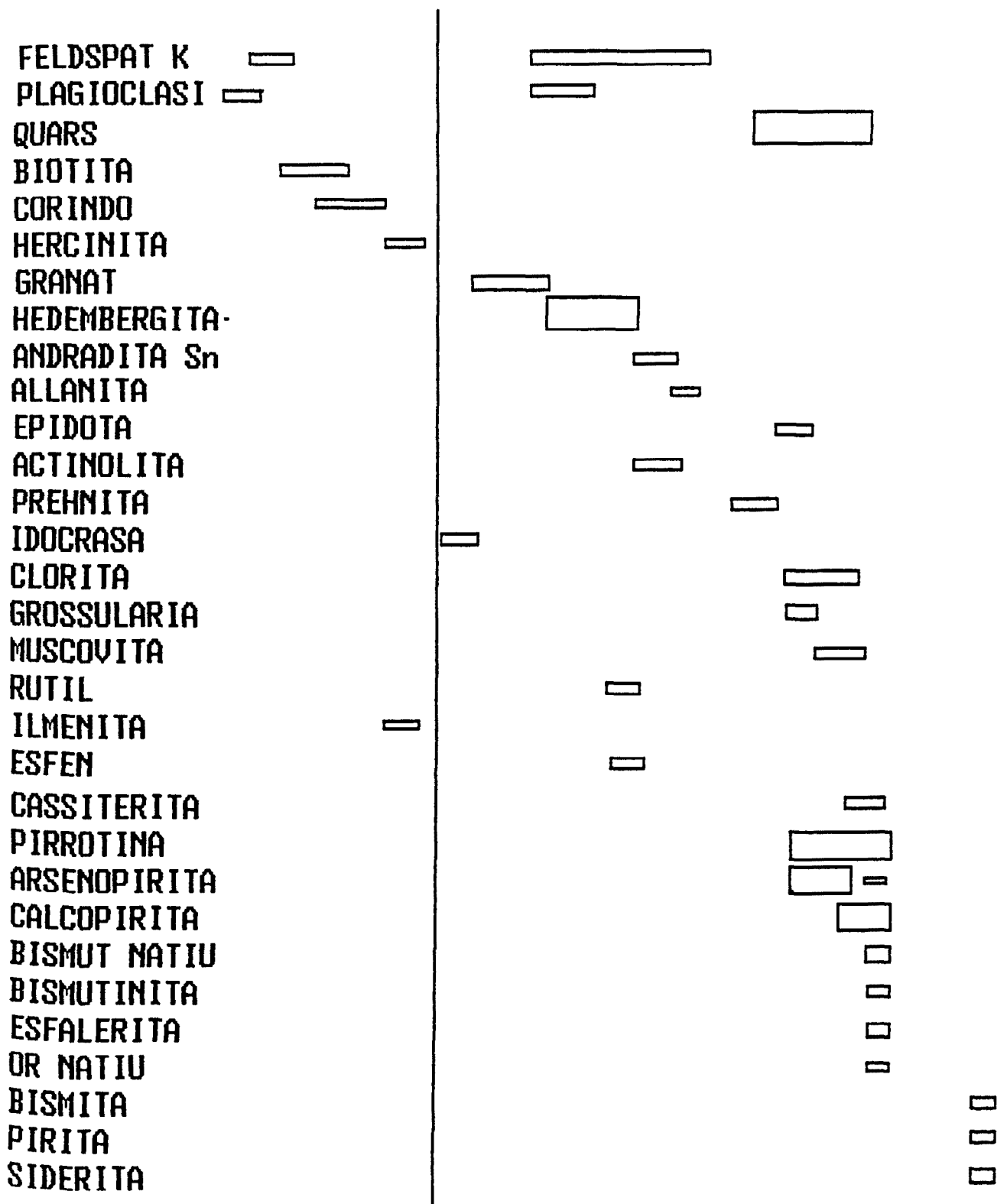


Fig. 8.7.9.- Successió mineral.



esfalerita, galena, cassiterita, bismut natiu, bismutinita, or natiu, rutil i molt localment una segona arsenopirita de mida de gra molt petita (< 1 mm) (Figs. 8.7.10, 8.7.11, 8.7.13). La cassiterita mostra una lleugera zonació amb enpobriment en ferro a la vora (Fig. 8.7.12).

La pirrotina presenta una sulfuració a pirita associada a siderita, deguda segurament a processos tardans (Fig. 8.7.10).

Tota la mineralització presenta un elevat grau d'alteració, mostrant la típica crosta d'òxids de ferro dels gossans, així com nivells d'arseniats de ferro que provenen de l'alteració dels nivells rics en arsenopirita.

#### **8.7.2.- CONDICIONS DE FORMACIO.**

##### **8.7.2.1.- LA RETROGRADACIO DE LA PARAGENESI QUARS + PLAGIOCLASI + FELDSPAT POTASSIC + CORINDO.**

La paragènesi corindó + feldspat potàssic + plagiòclasi + quars, no és indicadora de les condicions de formació del skarn ja que correspon al metamorfisme de contacte (s.s.), però la retrogradació d'aquesta paragènesis pot ser d'interès en l'estudi dels fluids metasomàtics. Aquestes retrogradacions estan controlades per les reaccions:

corindó + feldpat potàssic = moscovita.

corindó + anortita = margarita.

corindó = diàspor

Tal com ja hem vist al capítol 6, aquestes reaccions tenen lloc a temperatures decreixents formant-se en primer lloc la moscovita, en segon la margarita i en tercer el diàspor. Assumint una pressió de 2 Kb (capítol 6), aquestes reaccions tenen lloc respectivament a 625, 500 i 375 °C per activitats dels



Fig. 8.7.4.- Detall de la corona d'hercinita envoltant el corindó. Observeu l'inclusió de pirrotina (P) en l'hercinita. Llegenda C = corindo, H = hercinita, Ms = muscovita, Mg = margarita, D = diàspor, K = feldspat potàssic.

Fig. 8.7.10.- Cristalls de cassiterita englobats en la pirita de sulfuració tardana. Llegenda: Cs = cassiterita, Py = pirita, Q = quars, Cpy = calcopirita, S = siderita.

Fig. 8.7.11.- Detall d'un cristall de cassiterita. Llegenda: Cs = cassiterita, Py = pirita, Q+Cl = quars + clorita.

Fig.- 8.7.13.- Bismut natiu (Bi) parcialment reemplaçat per bismutinita (Bis) i bismita (Bim).

Fig. 8.7.10.

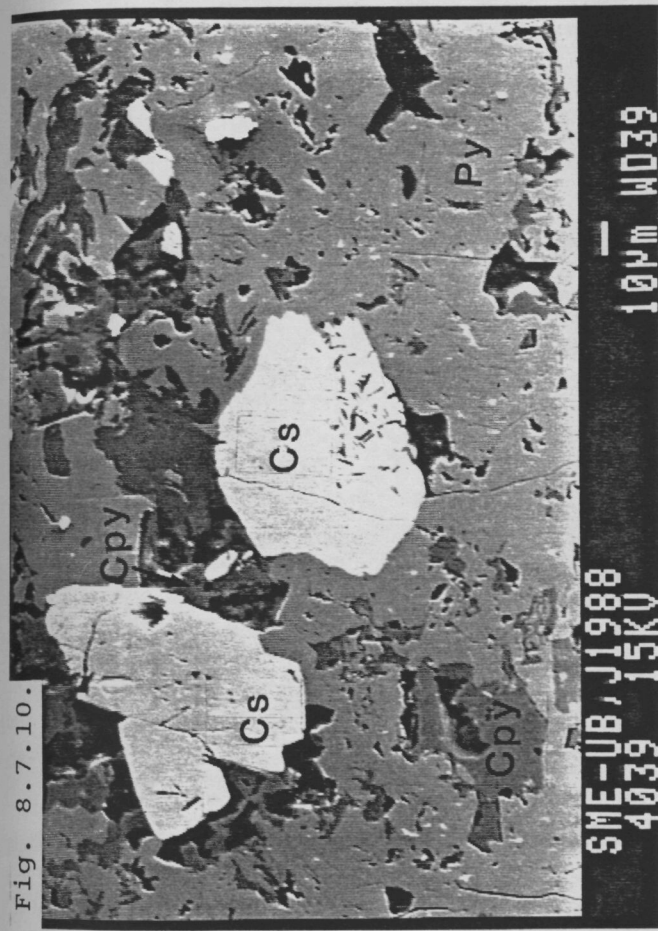


Fig. 8.7.11.

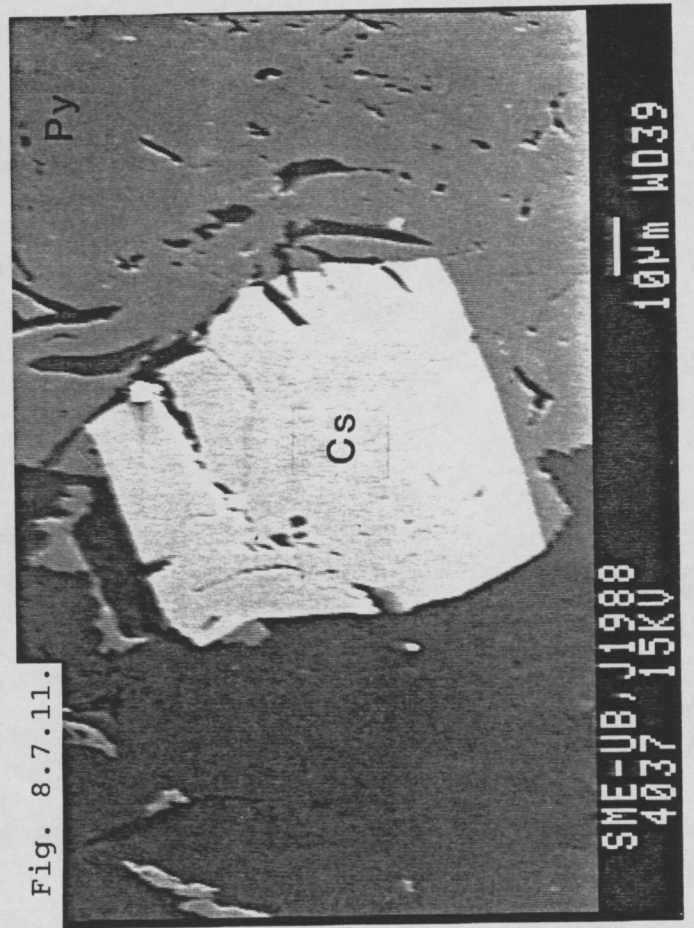
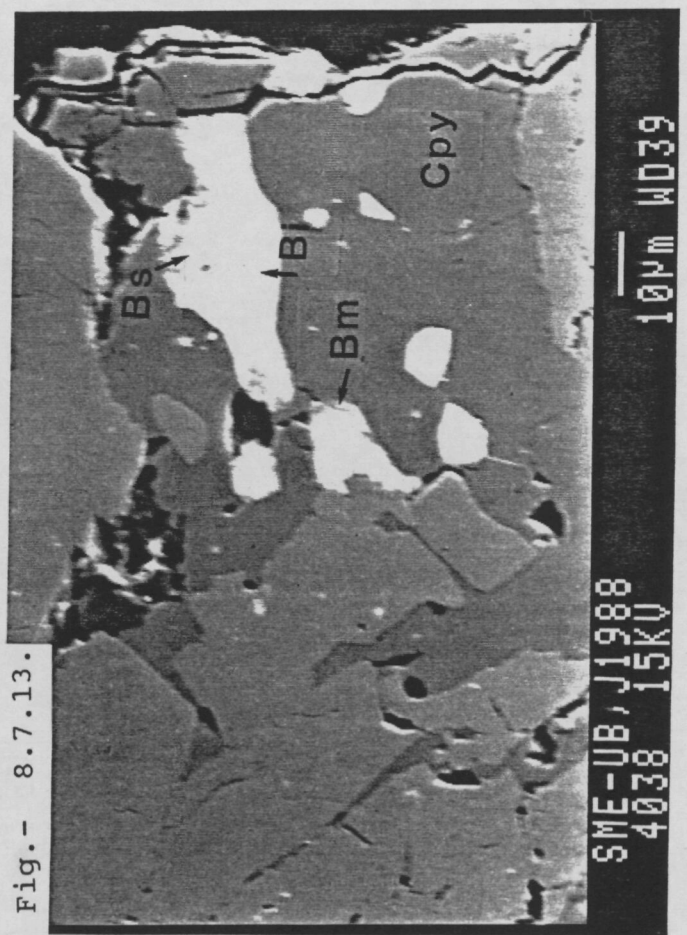


Fig. 8.7.4.



Fig.- 8.7.13.



# SKARN MIXTE 826

## ZONACIO CASSITERITA

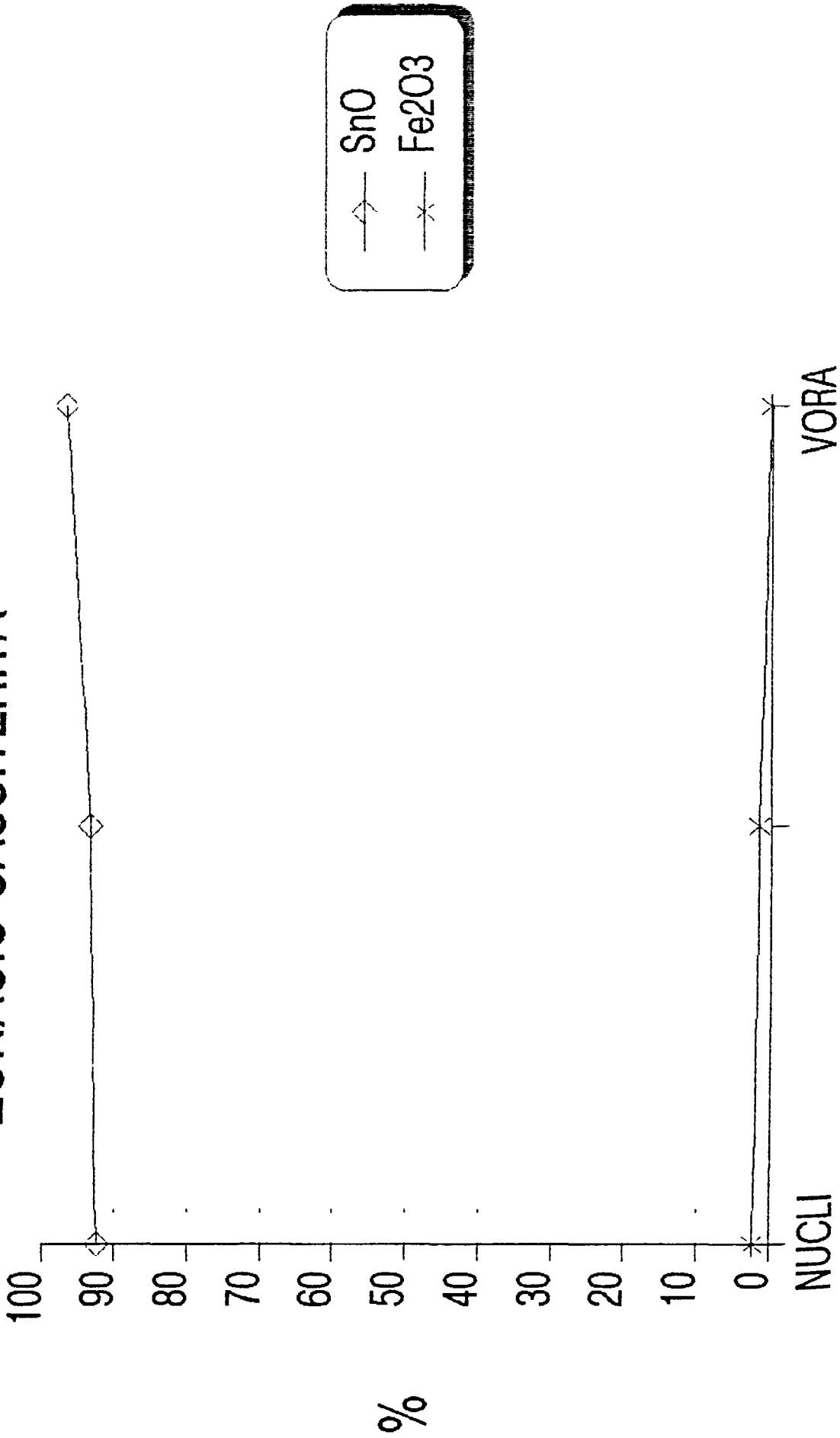


Fig. 8.7.12.- Gràfic on es pot observar un empobriment en el contingut en ferro de les cassiterites cap a la vora del cristall.

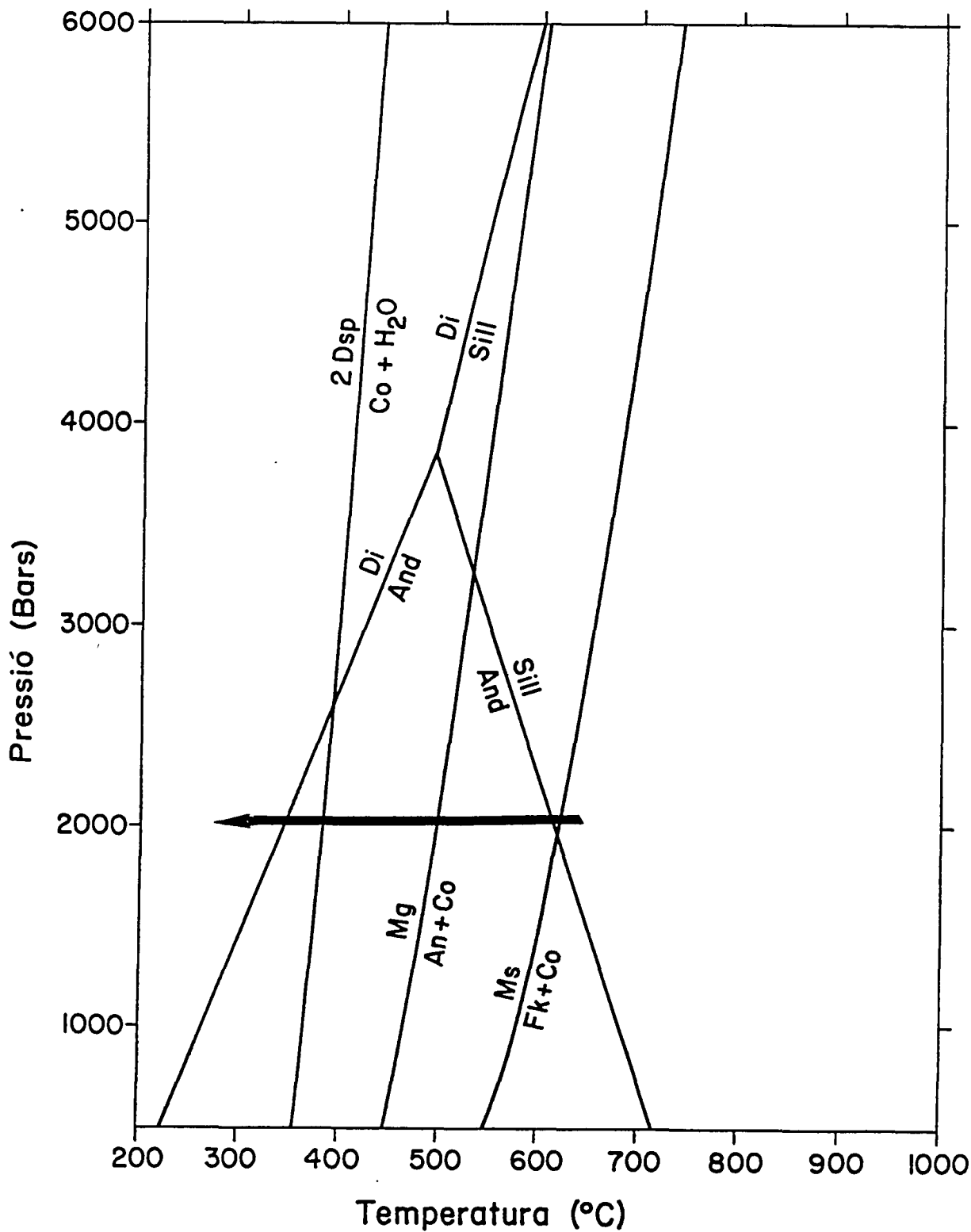


Fig. 8.7.14.- Diagrama P-T, on es mostren les diferents retrogradacions observades de les paragènesis corindó (Co) + feldspat potàssic (Fk) a moscovita (Ms), Anortita (An) + corindó a margarita (Mg) i corindó a diàspor (Dsp). Càlculs realitzats segons Berman et al. (1987).

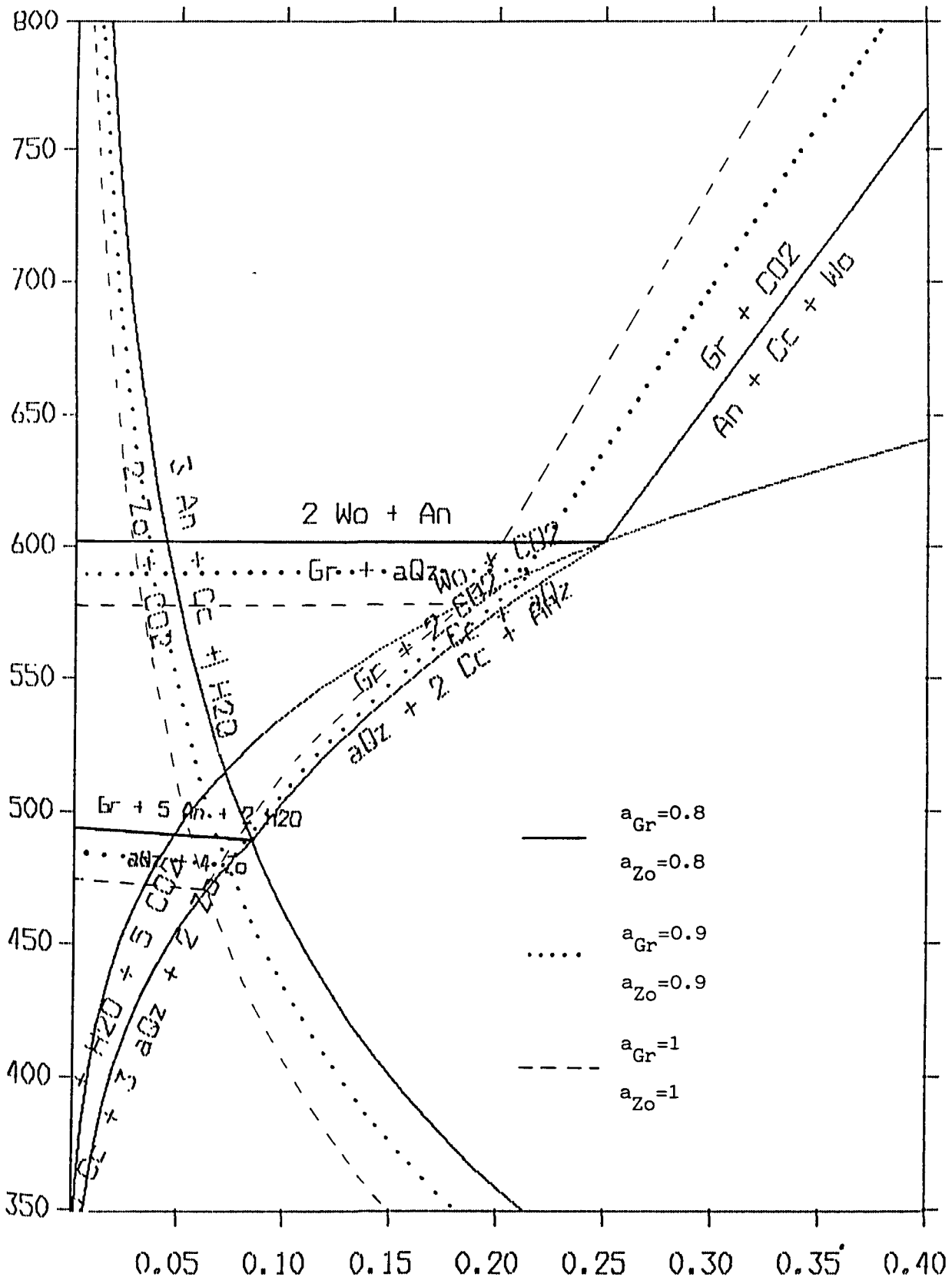
components iguals a 1 (Fig. 8.7.14). Els càlculs s'han realitzat amb el programa GEO-CALC (Berman et al, 1987) a partir de dades de Berman (1988).

#### 8.7.2.2.- LA PARAGENESI GROSSULARIA + QUARS + EPIDOTA.

La paragènesi quars + grossulària + epidota associada als sulfurs (Fig.8.7.7)., limita les condicions de formació de l'estadi mineralitzant. Aquesta paragènesi ha estat estudiada per Gordon i Greenwood (1971), Kerrick (1974, 1976). Les reaccions:



limiten el camp d'estabilitat de la grossulària a fraccions molars de  $\text{CO}_2$  aproximadament inferiors a 0.2 per temperatures inferiors a 600 °C per una activitat de la grossulària = 1 (Gordon i Greenwood (1971). La variació composicional del granat, introdueix una divariancia en les reaccions que limiten el camp quars + grossulària. Les composicions més properes a  $\text{Gr}_{100}$  són les que presenten un camp d'estabilitat menor (Fig. 8.7.15) en el espai T- $X_{\text{CO}_2}$ . Les anàlisis a la microsonda electronica dels granats mostren composicions tals com  $\text{Gr}_{83-87}$   $\text{And}_{9-13}$   $\text{Alm}_{1.3-2.3}$   $\text{Pi}_{1.2-1.5}$ . Assumint una solució ideal en el granat i una pressió de 2 Kbars (capítol 6), aquesta paragènesi pot ser estable a temperatures inferiors a 600 °C i  $X_{\text{CO}_2} < 0.3$ . Els càlculs s'han realitzat amb el programa GeoCalc (Berman et al., 1987) a partir de dades de Berman (1988). Variacions en la pressió total pot produir canvis en la temperatura d'aquesta reacció propers als 35 °C/Kbar; per pressions > 1 Kbar, aquests canvis de la pressió produeixen canvis molt petits en el limit de  $X_{\text{CO}_2}$  (Kerrick et al., 1973).



$X(\text{CO}_2)$  at  $P = 2000$  bars

Fig. 8.7.15.- Diagrama  $T-X_{\text{CO}_2}$ , on es pot observar el camp d'estabilitat de la grossulària. Els càlculs s'han realitzat a partir de dades de Berman et al (1987) i Berman (1988).

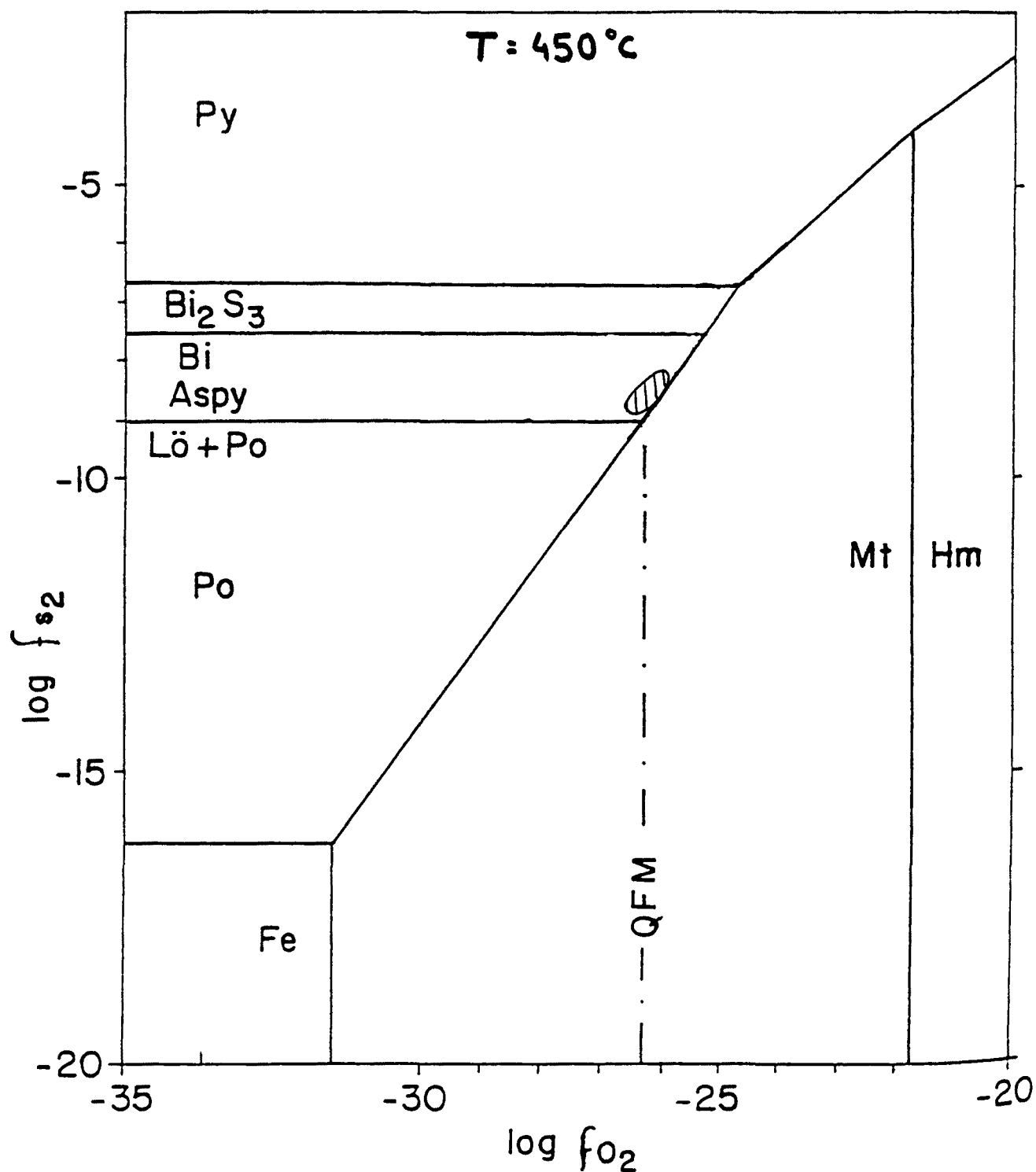


Fig. 8.7.16.- Diagrama  $f_{\text{S}_2}$ - $f_{\text{O}_2}$ , on es mostra les condicions de la solució mineralitzant trobades mitjançant el càlculs termoquímics de les clorites segons en model de 6 components de Walshe (1986) modificat (veure text capítol