

ROYAUME DE BELGIQUE

MINISTÈRE DES AFFAIRES ÉCONOMIQUES

ADMINISTRATION DES MINES – SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

13, rue Jenner – 1040 Bruxelles

LES MINÉRAUX

de la

ZONE MÉTAMORPHIQUE DE LIBRAMONT

par

Stanislas de BETHUNE

PROFESSIONAL PAPER 1977/5

No 142

LES MINERAUX DE LA ZONE
METAMORPHIQUE DE LIBRAMONT

par Stanislas de Béthune

T A B L E D E S M A T I E R E S

PREFACE du Professeur de Béthune.

INTRODUCTION

BIOTITE

CHLORITE

A - des roches pélitiques et calcopélitiques.

B - des amphibolites.

C - autres chlorites.

AMPHIBOLE

A - en gerbes.

B - Les "macules" de Libramont .

EPIDOTE

GRENAT

A - des roches calciques et calcopélitiques,

a) observations macro et microscopiques,

1. habitus et relations texturales,

2. propriétés optiques particulières du grenat calcique;

b) composition chimique,

1. figuration triangulaire,

2. profilage des grenats,

3. zonage des grenats

B - des roches pélitiques;

a) du Moulin de Remagne,

b) autres grenats des roches pélitiques.

CHLORITOIDE

CARBONATES (Calcite, Dolomite, Malachite)

QUARTZ

a) détritique;

b) recristallisé et néogène.

FELDSPATHS

A - Plagioclase

a) détritique;

b) microgranoblastique;

c) en veines.

B - Feldspath potassique.

ILMENITE

KAOLINITE

MUSCOVITE et SERICITE

PUMPELLYITE

PREHNITE

LAUMONTITE

MARGARITE

GRAPHITE

ZIRCON

SPHENE

TOURMALINE

MAGNETITE

RUTILE

SULFURES (Pyrite, Chalcopyrite, Pyrrhotine, Pentlandite)

APATITE

Liste des Tableaux, des Figures et des Planches.

L I S T E D E S T A B L E A U X

I	Analyses Chimiques de Biotites	(8	analyses)
II a - b	" " de Chlorites	(14	")
III a - c	" " d' Amphiboles	(20	")
IV a - b	" " d' Epidotes	(11 + 1	")
V a - i	" " de Grenats	(64 + 3	")
VI a - b	" " de Chloritoïdes	(7 + 3	")
VII	" " de Feldspaths	(6	")
VIII	" " d' Ilménites	(6	")
IX	" " de Kaolinites	(2	")
X	Analyse Chimique de Muscovite	(1	analyse)
XI	" " de (?) Pumpellyite	(1	")
XII	" " de Prehnite	(1	")
XIII a - b	Analyses Chimiques de Margarites	(9	analyses)
XIV a	Analyses Chimiques d' Epidotites	(5	analyses)
XIV b - c	" " d' Amphibolites	(13	")
XIV d - e	" " de Roches Calcopélitiques	(11	")
XIV f	" " " " Pélitiques	(7	")
XIV g	" " " " de la région de Libramont reprises à la littérature	(4	")
XV a - c	Composition minéralogique des roches analysées et soumises à la microsonde		

L I S T E D E S F I G U R E S

- figure 1 Carte des affleurements échantillonnés et des points de sondage
- 2 Composition chimique des Biotites
- 3 a - b " " " Chlorites
- 4 a - d " " " Amphiboles
- 5 " " " Epidotes
- 6 a - d " " " Grenats
- 7 a - k Profils de zonation des Grenats
- 8 a - k Trajectoires de zonation des Grenats
- 9 Diagrammes ACF , AKF et AFM

L I S T E D E S P L A N C H E S

Planche I	Biotite - Chlorite
II	Amphibole
III	Macules
IV	Epidote
V	Grenat pyrenéite
VI	Grenat en roue de charriot
VII	Grenat poeciloblastique
VIII	Chloritoïde
IX	Calcite - Plagioclase - Adulaire - Prehnite - Pumpellyite
X	Margarite - Ilménite
XI	Ostracodermes

P R E F A C E

par P. de Béthune
Professeur de Géologie à
l'Université Catholique
de Louvain

L'étude du métamorphisme de la région anticlinale de l'Ardenne s'est heurtée de tous temps à deux grandes difficultés. La première est la finesse du grain des roches dans lesquelles les minéraux de néoformation dépassent rarement la dimension du millimètre - et ce sont cependant des porphyroblastes ! - ce qui restreint les possibilités de les déterminer tant par voie optique que par analyse chimique globale et même par diffractométrie.

L'introduction de la microsonde de Castaing, en permettant l'analyse chimique ponctuelle, remédie en partie à cet inconvénient. Elle a permis au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Louvain de multiplier ces analyses et de définir ainsi d'une manière plus précise et méthodique les paragenèses de ces roches. Une première étude de ce genre a permis à K. Theunissen de définir, dans sa thèse encore inédite, les conditions du métamorphisme assez particulier de la région de Vielsalm. L'inventaire minéralogique présenté dans cette publication par mon fils, Stanislas de Béthune, a porté sur la région comprise de part et d'autre de Libramont, entre Remagne sur l'Ourthe, à l'Est et l'Our à l'Ouest.

La précision atteinte dans la définition des minéraux par l'analyse ponctuelle dépasse largement celle que l'on peut attendre dans ce matériel ardennais, des mesures optiques ou diffractométriques. Ce travail se présente donc principalement comme un recueil d'analyses chimiques; il se fonde en effet sur de très nombreuses analyses ponctuelles dont 150 ont été choisies pour être publiées ici, et sur d'innombrables analyses semi-quantitatives par profilage sous la microsonde dont onze traversées de grenats, sont reproduites.

La deuxième difficulté de l'étude de cette zone métamorphique de l'Ardenne est due à la pauvreté des affleurements. X. Stainier déplorait déjà en 1907, la disparition de nombre de petites carrières de village qu'il avait étudiées. Celles-ci n'ont vraisemblablement jamais été que temporaires, mais on n'en ouvre plus de nouvelles et les anciennes sont aujourd'hui nivelées, boisées ou comblées d'immondices. C'est ainsi que nous avons, au cours de notre carrière, vu disparaître les affleurements de l'épidote de Libramont, rendue fameuse sous les noms de "roche maclifère" et de "roche à ouralite"; les échantillons analysés dans cette étude, plus frais d'ailleurs que ceux que nous avons recueillis dans les balastières, proviennent de blocs extraits du ruisseau de St. Pierre. Les nouvelles tranchées routières, comme celle de la route de Recogne à Bouillon, sont ouvertes par des engins mécaniques qui oblitèrent la structure des roches en les désagrégant; elles offrent, contrairement à notre attente, de moins bonnes indications que les affleurements naturels.

Située sur la ligne de partage des eaux, la région n'est recoupée par aucune vallée importante; à l'ouest la vallée de l'Our ne recoupe malheureusement que des roches banales, à l'est celle de l'Ourthe n'a dégagé que de médiocres versants rocheux dont le site aujourd'hui fort dégradé du Moulin de Remagne n'a dû son importance qu'à l'aménagement humain d'un chemin forestier. C'est dire combien la récolte d'échantillons significatifs est ingrate et risque d'être incomplète.

Nous avons toutefois très heureusement obtenu du Service Géologique de Belgique des échantillons de sondages. C'est grâce à cette forme d'échantillonnage que certains minéraux tels que la prehnite ou la pumpellyite qui n'avaient jamais été signalées en Ardenne, la margarite, espèce également nouvelle au Serpont dont Mr. Beugnies vient de signaler l'existence à Muno, dans le massif de Givonne, ont pu être décelés et qu'il a été possible de constater l'importance du plagioclase des cornéites du Serpont et de Freux; l'association de ce minéral à la calcite et sa teneur en calcium ouvrent des perspectives pétrologiques intéressantes qui donneront lieu, de la part de leur auteur à des développements ultérieurs.

Nous remercions donc Mr. Delmer, Chef du Service Géologique et Mr. Graulich, Directeur de la Section Ardenne, pour cette précieuse collaboration.

Nous voudrions aussi manifester ici notre gratitude à J. Wautier, qui a procédé avec doigté et méthode aux opérations analytiques de la microsonde. La qualité des analyses reproduites dans ce travail témoigne de son soin et de sa rigueur. D. Laduron, qui nous a été associé depuis de longues années, a suivi ces travaux de si près que nous ne pouvons le dissocier du groupe de tous ceux qui ont droit à notre reconnaissance. Je mentionne enfin le F.R.F.C. qui a doté notre laboratoire de la microsonde, le F.N.R.S. qui a complété l'équipement, Mr. Herman et Mme Ledent du Laboratoire d'Analyses de Tervuren et le Professeur De Cuyper du Laboratoire de Traitement des Minerais de l'Université de Louvain, grâce auxquels nous avons pu faire exécuter les analyses chimiques de roches par voie humide reproduites ici à titre comparatif.

Louvain-la-Neuve,

I N T R O D U C T I O N

Les roches métamorphiques de la région anticlinale de l'Ardenne, aux environs de Libramont, ont fait l'objet de très nombreux travaux contenant des observations minéralogiques, dont les plus importants sont ceux de Renard (1882), Raisin (1901), Stainier (1907 à 1929), Buttgenbach (1922), Corin (1930 à 1943), Billiet et Vandendriessche (1937), Mélon (1938), Vandendriessche (1941), Antun (1953 à 1971), P. de Béthune (1966), P. de Béthune et Martin (1966), S. de Béthune (1976) et Mélon, Bourguignon et Fransolet (1976).

Le présent mémoire constitue l'inventaire des observations minéralogiques - principalement des analyses chimiques ponctuelles effectuées sous la microsonde (Tableaux I à XIII, Figure 9) - que nous avons exécutées dans le cadre d'une étude pétrographique de la région métamorphique de Libramont.

Outre les matériaux que nous avons recueillis nous-même, nous avons étudié des collections recueillies anciennement par divers chercheurs et conservées au Laboratoire de Pétrographie de l'Université Catholique de Louvain, ainsi que des échantillons de sondages conservés au Service Géologique de Belgique. Nous avons eu aussi l'occasion, grâce à l'amabilité du Professeur Hacquaert et du Dr. Stoops de la Rijks Universiteit Gent, de passer en revue les lames minces étudiées naguère par le regretté Vandendriessche.

Les échantillons sélectionnés pour l'analyse chimique sont désignés par le numéro (de trois chiffres, parfois précédé du sigle LM) de la lame mince polie qui a été examinée sous la microsonde, ou par le numéro (de un ou de deux chiffres, parfois précédé de R) des roches analysées par les méthodes classiques de l'analyse globale. Ces analyses globales sont reproduites aux Tableaux XIV. Les échantillons analysés par l'une et/ou l'autre de ces méthodes sont répertoriés aux Tableaux XV, a, b et c qui renseignent également leur composition minéralogique. Les localités d'où ils proviennent ont été reportées sur la Figure 1. Pour les échantillons de sondage la profondeur est indiquée en mètres.

Le fond de la carte de la Figure 1 a été repris à la Carte géologique de l'Eodévonien, de E. Asselberghs (1946) qui constitue la plus récente synthèse stratigraphique et structurale de la région. On sait toutefois que certains détails des contours de cette carte ont été contestés, (cfr. Antun, 1971; Lecomte, Sondag et Martin, 1975; etc.). En fait la région est très pauvre en affleurements et il est fort difficile de se faire une idée claire de sa structure. La figure 1 ne prétend donc pas fixer *ne varietur* la situation stratigraphique des échantillons que nous avons étudiés.

Du point de vue *pétrographique* on peut distinguer trois groupes de roches, en fonction de leur teneur en calcium. Les roches pélitiques, roches terrigènes communes d'une part, les roches calciques d'autre part et un groupe intermédiaire calcopélitique. Un bref aperçu en sera donné

ci-dessous.

Les roches *pélitiques*, au sens où ce terme est employé par les pétrographes du métamorphisme, sont les roches terrigènes qui sont caractérisées par la teneur en alumine de leur fraction argileuse qui donnera naissance au cours du métamorphisme à des alumino-silicates. La teneur en silice augmente avec l'importance de la fraction sableuse. De là, la prévalence de phyllades à séricite et chlorite, associés à des quartzites divers. Ces roches de type commun, sont prédominantes dans la région et la recristallisation métamorphique qu'elles ont subie est si bénigne qu'elles ont généralement conservé leur aspect de roche sédimentaire (cf. P. de Béthune, 1949). Toutefois dans la zone interne où l'apparition sporadique ou fréquente de la biotite permet de localiser à l'intérieur d'un "isograde" de la biotite, le maximum du métamorphisme, on voit apparaître des minéraux qui répondent aux particularités chimiques de la roche qui les contient, et qui ont reçu une attention plus grande que l'importance relative de leurs affleurements. Ce sont principalement, le *chloritoïde* conditionné par la prévalence du fer sur le magnésium et de l'alumine sur la potasse, la *margarite* qui manifeste des teneurs en calcium encore très faibles et le *grenat* qui est toujours *man-ganésifère* mais qui accomode aussi une certaine teneur en calcium. Certains de ces minéraux d'habitus porphyroblastique rendent le métamorphisme manifeste à l'oeil nu. Leur observation a fait croire anciennement à une action sporadique du métamorphisme (J. Gosselet 1885, X. Stainier 1907), mais ainsi que Corin (1931) l'a proposé, ce caractère sporadique traduit au contraire, au travers d'un développement métamorphique uniforme, les variations locales de composition chimique des sédiments pendant le Cambrien et le Dévonien. Les analyses chimiques 30 à 36 du Tableau XIV, donnent quelques exemples de roches de ce groupe pélitique.

A côté de ces roches pélitiques qui constituent la masse de la région, on rencontre un type pétrographique particulier que sa teneur en séricite et/ou chlorite et/ou biotite, a longtemps fait confondre avec les types pélitiques. Seul le manque de schistosité de ces roches semblait les distinguer des phyllades; elles ont cependant retenu de longue date l'attention et avaient reçu le nom de *cornéites* (J. Gosselet, 1888, F. Corin, 1943). Nous avons découvert toutefois, grâce à l'utilisation systématique des procédés de coloration des lames minces, perfectionnés par Mr. Laduron (1966) que non seulement ces roches contiennent fréquemment du plagioclase mais aussi en les portant sous la sonde que ce feldspath est même particulièrement calcique. Ces roches, et quelques autres, auxquelles se rapportent les analyses 19 à 29 du Tableau XIV, sont ainsi caractérisées par une teneur souvent encore appréciable en alcalis, mais déjà marquée en calcium. Nous les désignons sous le nom de roches *calcopélitiques*.

Les roches franchement *calciques* qui sont représentées par les analyses 1 à 18 du Tableau XIV, se distinguent des précédentes par l'absence de minéraux potassiques : biotite et muscovite, et l'importance, outre le plagioclase, de l'épidote et de l'amphibole. Les grenats fréquents dans ces roches, sont aussi particulièrement riches en calcium. Ici aussi, le feldspath est beaucoup plus abondant et calcique que l'on ne le pensait généralement. Les plus fréquentes de ces roches sont de vraies *amphibolites* ou des *amphibolites* quartziques, plutôt que les quartzites à amphibole mentionnés par les auteurs (A. Vandendriesche 1941, P. Antun 1971). Lorsque

pour les compositions encore plus calciques l'épidote devient prédominante ce sont des *épidotites*. Dans ce dernier type décrit anciennement sous le nom de "roche maclifère" ou "roche à ouralite", nous croyons même que l'amphibole remplace par ouralisation du diopside, qui serait apparu lors du climax du métamorphisme. Ces roches calciques ne constituent que des bancs minces, ou des "nodules" dans la série stratigraphique des roches pélitiques dont l'occurrence a suggéré l'ancienne théorie du métamorphisme sporadique (J. Gosselet, 1885, X. Stainier, 1907). L'intérêt qui leur a été porté de tous temps, s'il paraît disproportionné à l'importance relative de leurs affleurements, est entièrement justifié par la variété et le caractère de leurs minéraux ainsi que par les problèmes génétiques que soulève leur formation mais que nous ne pouvons aborder ici.

Nous ne pouvions, dans cette étude, ignorer les résultats des travaux anciens, dont certains ont gardé toute leur valeur. Nous avons donc inclus dans les tableaux I à XIII, quelques analyses anciennes recueillies dans la littérature. La récente publication par Mélon, Bourguignon et Fransolet (1976) de leur recueil sur les minéraux de Belgique nous a permis de nous limiter sur ce point aux analyses les plus significatives. De même nous avons sélectionné quelques anciennes analyses de roches qui nous ont paru les meilleures et les avons reproduites au Tableau XIVg.

B I O T I T E (Tableau I, fig. 2 et 9, Planche I)

La *biotite* est un minéral de néoformation très répandu dans les roches pélitiques et calcopélitiques de la région de Libramont, qui ont atteint un certain degré de métamorphisme (S. de Béthune 1976). On ne l'a observée que rarement dans les amphibolites. Elle est généralement brune et fortement pléochroïque. Les analyses chimiques des biotites, sous la microsonde, figurent au tableau I, où elles ont été classées par Mg/Fe croissant. Leur composition chimique est illustrée à la figure 2.

En général la biotite se présente soit en grains ayant un habitus tabulaire, soit en grains xénoblastiques toujours fortement poeciloblastiques (Planche I). Elle renferme principalement des inclusions de quartz et de minéraux opaques, et à Freux également des inclusions de calcite, de plagioclase et d'épidote. Des halos pléochroïques s'observent fréquemment autour de petites inclusions que nous rapportons à l'allanite. Des inclusions de zircon développant des halos pléochroïques, ont aussi été observées, mais sont relativement rares.

Dans les cornéites, la biotite se rencontre généralement en grains isolés dans la matrice, mais peut parfois aussi se concentrer en petits amas nodulaires ou lenticulaires, où les porphyroblastes sont imbriqués les uns dans les autres (decussate texture). La taille des grains n'excède pas le millimètre et est souvent beaucoup plus petite. Les analyses B1 à B5 et l'analyse B7 ont été effectuées dans les biotites de diverses cornéites provenant de La Mouline, de Freux et de Serpont, et montrent que leur rapport Mg/Fe peut varier sensiblement d'une roche à l'autre.

Dans les phyllades, la biotite est généralement porphyroblastique, à habitus tabulaire, et donne très souvent naissance à des auréoles d'étiement. Une telle biotite a pu être analysée (B6) dans le phyllade à biotite du Moulin de Remagne. Une autre analyse a pu être effectuée dans un grain d'un chloritoschiste à biotite et épidote de Freux, où la biotite se présente sous la forme de porphyroblastes arrondis contournés par la chlorite de la matrice (Planche I, B). Comme la chlorite qui lui est associée (Ch8), cette biotite est très riche en magnésium (B8); elle a en fait une composition très voisine d'une phlogopite.

Des observations sous la sonde (LM250), suggèrent que dans certains phyllades, de la biotite serait également intimement mêlée aux phyllosilicates de la matrice; il est cependant difficile de s'en assurer sous le microscope.

La biotite se concentre aussi parfois dans les veines de quartz et de feldspath, où elle peut atteindre une taille centimétrique (Planche I, A). Des profilages sous la sonde (LM239) ont montré qu'elle ne diffère pas de celle de la roche encaissante.

La rétro-morphose de biotite en chlorite est un phénomène d'observation assez courante. Dans certains cas cette transformation s'accompagne de la formation de feldspath potassique qui se présente soit en petits grains bordant la biotite, soit en grains allongés fusiformes inclus dans

la biotite et orientés parallèlement à son clivage (Planche IX, B). Dans certaines roches à biotite, ce feldspath s'observe en dehors de tout phénomène de chloritisation, mais semble néanmoins toujours être d'origine secondaire.

C H L O R I T E (Tableaux IIa et b, Figures 3 et 9, Planche I)

A - CHLORITES DES ROCHES PELITIQUES ET CALCOPELITIQUES

La *chlorite* est un des minéraux principaux de nombreux phyllades et cornéites que nous avons étudiés. Dans ces roches, les deux variétés les plus communes sont vertes, généralement pléochroïques et montrent, l'une, des teintes d'interférences bleu-anomal à allongement positif (chlorite ferreuse), et l'autre des teintes d'interférences grises ou gris-brun et à allongement négatif (chlorite magnésienne) (cfr. Albee, 1962). Parfois la chlorite rencontrée est subisotrope (Ch 3). Toutes ces variétés de chlorite montrent parfois des macles polysynthétiques.

Dans les phyllades la chlorite est généralement réglée (Planche I, B). Elle est souvent bien développée à l'intérieur des auréoles d'étirement autour de minéraux porphyroblastiques, comme c'est le cas notamment dans les phyllades à chloritoïde et ilménite du massif de Serpont. (Ch 1 et 2). La chlorite croît d'ailleurs parfois de manière épitaxiale sur ces minéraux. Certains phyllades montrent de petits porphyroblastes de chlorite orientés obliquement sur la schistosité et contournés par les phyllosilicates de la matrice.

Dans les cornéites, la chlorite se concentre parfois à l'intérieur de petits nodules millimétriques, où, malgré sa petite taille, elle développe des plages monominérales suffisamment grandes que pour pouvoir être analysées sous la sonde (Ch 4). Plus rarement elle se présente également sous forme de petits porphyroblastes lamellaires (Ch 7) (Planche I, D).

Les analyses de 8 chlorites de phyllades et de cornéites sont rapportées dans le tableau IIa. Les plus ferreuses (Ch 1 et 2) ont été observées dans des phyllades à chloritoïde du massif de Serpont. D'après la classification de Hey (1954), la première a une composition limite entre les corundophylites et les pseudothuringites, et la seconde est une pseudothuringite. Elles sont en fait très voisines l'une de l'autre, et ont une composition comparable à la chlorite de Serpont analysée par Mélon (1938). Les six autres chlorites analysées sont des ripidolites qui se distinguent entre elles par les valeurs de leur rapport Mg/Fe (fig. 3a). L'analyse Ch 3 a été effectuée dans un chloritoschiste à margarite et grenat du massif de Serpont dont la chlorite est subisotrope; elle a un rapport Mg/Fe voisin de 1. Les chlorites Ch 4 à Ch 8, toutes à allongement négatif, sont plus riches en magnésium qu'en fer (cf. Albee 1962). La chlorite Ch 8, qui est très magnésienne, a des teintes d'interférences grises à gris-blanc nettement plus élevées que celles des autres chlorites analysées.

B - CHLORITES DES AMPHIBOLITES

Dans les amphibolites, la chlorite observée est généralement verte à biréfringence grise et à allongement négatif, montrant parfois de très belles macles polysynthétiques. Elle a un angle d'extinction oblique pouvant atteindre 15°. Cette chlorite se présente soit en grains porphyroblastiques isolés, soit, plus fréquemment, en grains pseudomorphosant en tout ou en partie des gerbes d'amphibole. Certaines roches à amphiboles ont même été entièrement chloritisées (R 25 - 29). Dans ce dernier cas les chlorites ne sont pas toujours optiquement homogènes; elles montrent parfois des plages subisotropes. On observe fréquemment dans ce type de chlorite des halos pléochroïques à allongement de signe contraire à celui du grain qui les renferme (Cf. Corin, 1930).

Des analyses ont été effectuées dans six chlorites de ce type et sont rapportées dans le tableau IIB. Ce sont toutes des ripidolites magnésiennes avec un rapport Fe/(Fe+Mg) compris entre 0.42 et 0.49 (fig. 3b).

C - AUTRES CHLORITES

A quelques reprises seulement nous avons eu l'occasion d'observer dans des roches pélitiques recueillies entre Beth et Opont, dans la Vallée de l'Our, une chlorite en grain de forme ovale englobant en sandwich de la muscovite. Elle est probablement d'origine détritique.

Certaines cornéites à biotite renferment de la chlorite secondaire d'altération de la biotite. Cette chlorite a des teintes d'interférences bleu-anomal et un allongement positif, mais la plupart du temps les grains ne sont pas optiquement homogènes; ils renferment parfois encore des plages plus biréfringentes de biotite incomplètement transformée. Par les relations texturales qu'elle développe avec la biotite, cette chlorite se distingue toujours nettement des chlorites primaires.

A M P H I B O L E (Tableaux III, figures 4 et 9, Planches II et III)

L'amphibole se présente sous deux habitus différents. Dans les amphibolites et les épidotites elle forme des gerbes qui ont été reconnues et figurées de longue date; dans les épidotites elle se présente en outre sous la forme énigmatique des "macules" qui seront décrites séparément.

A - AMPHIBOLES EN GERBES

A même l'échantillon, l'amphibole se reconnaît aisément et s'observe bien à la loupe; elle se présente sous forme de petites gerbes vertes extrêmement fibreuses de taille millimétrique (Renard 1882, Stainier 1907, Vandendriessche 1941). En lame mince, celles-ci se révèlent être composées de fines aiguilles juxtaposées se recourbant aux extrémités et dessinant en quelque sorte une queue de coq ou un éventail (Planche II). Sauf leur petite taille, elles rappellent les "Garben schiefer" des Alpes. Dans ces mêmes roches l'amphibole se présente également en grains subidioblastiques souvent de plus petite taille que les gerbes et où les traces des deux clivages de l'amphibole sont alors parfois bien visibles (Vandendriessche

1941, p. 32) : Il s'agit selon toute vraisemblance de sections transversales ou basales au travers de gerbes.

Le pléochroïsme de ces amphiboles peut varier sensiblement d'un échantillon à l'autre. L'amphibole en gerbe est parfois pratiquement incolore ou vert très pâle avec un pléochroïsme très faible. Les variétés plus colorées montrent des teintes vertes légèrement bleutées suivant n_g , passant par du vert clair suivant n_m , pour devenir vert pâle suivant n_p . La biréfringence de ces amphiboles correspond aux teintes de la fin du 1er ou du début du 2e ordre. La disposition des aiguilles d'amphibole en éventail donne l'impression d'une extinction onduleuse. De même, les sections subidioblastiques ne montrent jamais une extinction tranchée. Leur angle d'extinction est de l'ordre de 15° et elles sont biaxe négatif.

Ces amphiboles renferment de nombreuses inclusions principalement de quartz, mais aussi parfois de sphène, de calcite et de minéraux opaques. De nombreux halos pléochroïques entourent généralement de très petites inclusions que nous rapportons à l'allanite (Planche II, B). Le zircon n'a été observé qu'à quelques reprises seulement. Le graphite que l'on observe fréquemment dans les plages d'amphibole est en fait pincé entre les fines aiguilles qui forment une gerbe (Planche II, C).

L'amphibole est elle-même ingérée par le grenat, la clinzoisite et la zoisite et a par conséquent commencé à cristalliser avant ceux-ci. On rencontre parfois également du grenat inclus dans l'amphibole (Planche II, D). On remarquera cependant que ce grenat renferme lui-même des inclusions d'amphibole de même orientation optique que celle qui l'entoure. Malgré qu'il soit inclus dans l'amphibole ce grenat est donc manifestement aussi de cristallisation tardive par rapport à celle-ci.

Dans certains échantillons l'amphibole est partiellement ou totalement épigénisée par la chlorite (voir plus haut). Il n'est pas rare d'ailleurs d'observer à l'intérieur de telles chlorites l'image de l'ancienne gerbe d'amphibole préservée par le dessin du pigment graphitique. Cette chloritisation s'accompagne parfois également d'une silicification partielle. Plus rarement la silicification peut avoir été plus importante, et on ne reconnaîtra plus l'amphibole qu'à la présence de très petites inclusions de celle-ci à l'intérieur du quartz microgranoblastique et esquissant encore la forme de la gerbe antérieure.

Si l'amphibole a été épigénisée par de la chlorite, elle peut elle-même dans certaines épidotites avoir été formée par rétro-morphose d'un minéral préexistant, ainsi que nous verrons au paragraphe des "macules".

Les analyses ponctuelles des amphiboles figurent aux Tableaux III où elles ont été classées par teneur croissante en Al_2O_3 . L'étude des amphiboles sous la sonde a montré qu'elles sont globalement très hétérogènes. La teneur en alumine varie en effet très brutalement et irrégulièrement au sein d'un même grain et sur de très courtes distances. Les analyses 4 et 6 (LM166) et 7 et 15 (LM203) permettent d'ailleurs de juger du haut degré d'hétérogénéité de l'amphibole à l'échelle même du grain.

Prises dans leur ensemble, les analyses couvrent une gamme de compositions allant de l'*actinote* à la *hornblende*. Comme l'illustrent les figures 4 a et c, une corrélation nette apparaît entre la teneur en alumine de ces amphiboles et leur rapport Fe/Mg qui exprime que les hornblendes (alumineuses) sont généralement moins magnésiennes que les actinotes. D'autre part la distribution des points est pratiquement continue entre le champ des actinotes et celui des hornblendes et ne suggère pas l'existence préconisée par Shido (1958), Shido et Miyashiro (1959) et Cooper et Lovering (1970) d'une lacune de solubilité entre ces deux types d'amphiboles. Dans ces figures les analyses exécutées dans un même grain ou dans différents grains d'une même lame mince ont été distingués par des symboles différents.

Toutes les amphiboles analysées sont pauvres en alcalis, dont la teneur ne semble pas varier systématiquement entre actinotes et hornblendes (fig. 4 d). Etant donné le haut degré d'hétérogénéité de composition de ces amphiboles, il n'a pas été possible d'établir une corrélation entre leur chimisme et leurs propriétés optiques. Notons cependant quand même à cet égard, que les amphiboles de l'échantillon LM256 qui sont les plus pléochroïques qu'il nous a été donné d'observer, sont les hornblendes les plus alumineuses que nous avons analysées (Tableau IIIc, an. 17 à 20).

B - LES "MACULES" DE LIBRAMONT (Planche III)

Les énigmatiques macules blanchâtres que l'on observe dans les épidotites de Libramont ont donné lieu à de nombreuses discussions résumées dans Corin (1965) et plus récemment dans Mélon et al. (1976, p. 223). Antun (1971) en signale également en provenance de Ste Marie qui posent les mêmes problèmes. Bien que le diopside n'ait jamais été rencontré comme tel en Ardenne, nous croyons à la suite de Renard (1897, voir aussi Klement, 1897 et Wichmann, 1897) pouvoir les rapporter à ce minéral qui aurait dans la suite été ouralitisé.

Ces macules constituées essentiellement d'un faisceau monocristallin de fibres d'amphibole associées à du quartz microgranoblastique (Planche III), se présentent dans le fond sombre de la roche comme des taches claires au contour souvent polygonal de taille centimétrique. Stainier (1907) en signale de sept centimètres de grandeur. Lorsqu'on peut les dégager de la roche, on observe qu'il s'agit de cristaux d'habitus tabulaire et de symétrie monoclinique avec un angle de 72 à 75°, ce qui se manifeste d'ailleurs en lame mince par des sections tantôt carrées ou rectangulaires tantôt obliques. P. de Béthune (1966) a interprété cette forme comme étant celle du cristal de trémolite, tout en remarquant que cette forme pourrait tout autant être celle d'un pyroxène ouralitisé. Nous préférons cette dernière hypothèse pour les raisons qui seront exposées ci-dessous.

On observe assez souvent sur l'échantillon une croix diagonale sur les sections rectangulaires, qui a suggéré l'hypothèse de Dupont (1885) que ces macules auraient été de nature chistolitique et a valu à l'épidotite le nom de "roche maclifère". Cette structure plus difficilement observable au microscope, est constituée par deux bandes qui contrairement au reste de la macule contiennent un peu de pigment graphitique diffus. Cette structure serait le reste d'une structure en sablier comme il est fréquent d'en rencontrer dans le pyroxène. Les macules sont cependant pour le reste carac-

téristiquement dépourvues du pigment graphitique qui imprègne la matrice épidotique de la roche et lui confère sa couleur sombre (P. de Béthune et Martin, 1966). Le graphite forme d'ailleurs autour des macules un liseré qui en souligne le contour (Planche III, A, B et C). Apparemment le cristal en se développant a refoulé ce pigment graphitique à son pourtour. Ceci nous porte déjà à croire qu'il s'agirait d'un porphyroblaste, plutôt que d'un phénocrystal d'une lave ou d'une porphyrite (Schoep, 1931) ou d'un tuf à cristaux. Quoique l'attention ait porté surtout sur leur caractère fibroblastique, il faut préciser cependant que toutes les macules ne montrent pas le même contour polygonal bien défini. Dans certains cas un ou deux côtés de la macule sont irréguliers, dans d'autres la macule ne présente pas de contour régulier. Le liseré graphitique peut dans ces cas ne pas être continu.

Il faut signaler que dans certains cas la stratification originelle de la roche, dessinée par une plus grande abondance de petits grains de quartz, est discernable en lame mince. Elle traverse parfois une macule, ce qui confirme qu'il s'agit d'un minéral néogène.

Les macules contiennent des inclusions de grenat et de clinzoisite, en tous points identiques à ceux de la matrice ce qui démontre qu'elles ont cristallisé à un moment où ces minéraux existaient dans la roche, c'est-à-dire à un stade avancé du métamorphisme. Ceci est particulièrement significatif pour le grenat qui présente dans la macule comme dans la matrice la forme que nous décrivons par ailleurs sous le nom de "roue de chariot". Du graphite pincé entre les grains de clinzoisite s'observe dans ces inclusions comme dans la matrice de la roche; il n'a pas été refoulé par la croissance de la macule (Planche III, A). Il est intéressant de constater que certains groupes de grains de clinzoisite inclus dans la macule sont bordés, vers l'intérieur de celle-ci, par un large liseré graphitique (Planche III, C). Il est évident que celui-ci est un fragment du liseré de croissance, marquant un arrêt local de la croissance du porphyroblaste, et contourné avec le groupe de grains de clinzoisite par la continuation de croissance. Certaines faces de la macule montrent ainsi en section un profil crénelé, qui ne s'expliquerait pas dans le cas d'un cristal qui se serait développé librement dans un milieu fluide.

Ces divers critères nous montrent qu'il s'agit donc bien d'un minéral porphyroblastique. En outre, le fait que l'amphibole dont les macules pourraient avoir la forme ne s'appuie pas partout le long du contour extérieur, mais que le quartz auquel elle est associée, se moule fréquemment contre ce contour (Planche III, A, B et C), démontre que - sauf le cas de silicification (Denaeyer, 1938) - il ne peut s'agir d'une forme de croissance de l'amphibole, comme l'a imaginé P. de Béthune (1966). Il nous paraît plus vraisemblable d'y voir la pseudomorphose par la symplectite amphibole quartz d'un minéral préexistant. L'amphibole, qui présente pour la plus grande part une orientation uniforme dans la macule serait due à l'ouralisation, avec conservation par épitaxie des relations angulaires.

A côté de cette amphibole, orientée avec son axe C parallèle à l'axe c des cristaux monocliniques, on observe des amphiboles en gerbe contenues dans la macule, comparables à celles contenues dans la matrice. On pourrait penser, à première vue, que les porphyroblastes ont enclavé ces gerbes comme ils ont enclavé du grenat et de la clinzoisite. Il faut remarquer toutefois que ces gerbes dans la matrice manifestent une certaine

corrosion et que leur fibres sont séparées par des films de pigment graphitique, tandis que dans la macule les cristaux aciculaires de ces gerbes sont bien formés et parfaitement clairs (Planche III, D). Il s'agit donc bien de cristaux qui comme l'amphibole épitaxique, ont cristallisé dans un milieu dont le graphite avait été refoulé au préalable, lors de la croissance porphyroblastique. On peut penser que les cristaux d'amphibole préexistant à la cristallisation des porphyroblastes ont été résorbés par la formation de ceux-ci, mais qu'il en est resté des fragments qui auraient servi de noyau de cristallisation d'orientation quelconque lors de l'ouralitisation.

L'hypothèse que les porphyroblastes étaient initialement un pyroxène s'appuie donc sur la forme des cristaux et sur l'orientation épitaxique de l'amphibole. Il est significatif de constater à ce propos que la réaction d'ouralitisation :



forme du quartz à côté de l'amphibole. Néanmoins cette réaction produit, en volume, 80 % de trémolite et 30 % de quartz. Il faut en déduire qu'un excès de 10 % en volume, de trémolite ou de quartz virtuels, ainsi que le CaO de dissociation ont disparu dans cette réaction. On sait que les réactions rétro-morphiques de chloritisation ou de séricitisation s'écartent souvent de l'isochimisme; ceci ne présente donc pas une véritable difficulté. Les veines de quartz et trémolite décrites par Denaeyer (1938) et Vandendriessche (1941, p. 62) pourraient correspondre à ce départ de substance.

La vraie difficulté de cette hypothèse qui l'a fait rejeter jusqu'ici (Corin, 1931) est que, au regard des théories généralement reçues sur le métamorphisme, le diopside semble devoir appartenir à un faciès métamorphique plus profond que le faciès greenschist dont témoignent les minéraux des phyllades encaissants. Cette difficulté est toutefois de même nature que celle que présentent les bytownites de certaines amphibolites (Antun, 1955) et des cornéites à biotite (S. de Béthune, 1976), qui sont mentionnées au paragraphe des feldspaths.

On peut donc conclure que, même s'il est complètement ouralitisé, du diopside a été formé, dans des roches de composition idoine, en Ardenne.

E P I D O T E (Tableaux IV, fig. 5 et 9, Planche IV)

Les minéraux de la famille de l'épidote sont bien représentés dans les roches métamorphiques de l'Ardenne. S'ils ne sont qu'accessoires dans les roches pélitiques, où l'on rencontre surtout de petits grains de *pis-tacite* cristallisant autour de noyaux d'*allanite* (?) ils peuvent par contre devenir extrêmement abondants dans les roches calciques et former même de véritables épidotites composées presque uniquement de *clinozoïsite*, accompagnée parfois de *zoïsite*. Onze analyses ponctuelles de ces minéraux figurent aux tableaux IV où elles ont été classées par teneur croissante en Fe₂O₃. Nous y avons joint à titre de comparaison, l'analyse d'une épidote (Epa) de Libramont qui a été publiée par Antun (1955)

Par son habitus prismatique, son relief élevé et sa teinte jaune pâle faiblement pléochroïque, l'épidote est rapidement repérée en lame mince, même si elle est de petite taille et en petite quantité.

La *pistacite* plus ferrifère (Planche IV, E), se reconnaît aisément à ses teintes d'interférences vives, dessinant souvent le manteau d'arlequin très caractéristique de cette variété d'épidote. Accessoire dans de nombreuses roches psammopélitiques, on la rencontre aussi parfois concentrée dans des nodules ou en petites strates anchimonominérales de roches plus calciques, telles que certaines cornéites calcopélitiques de Freux. Dans ces roches la pistacite contient des inclusions de quartz, de chlorite, de sphène et vraisemblablement de calcite. Nous n'avons pu obtenir d'un de ces grains qu'une analyse partielle reproduite en Ep11 (LM241).

Dans les épidotites de Libramont et les nombreuses amphibolites de la région, l'épidote présente est principalement de la *clinozoisite*. Celle-ci a des teintes d'interférence assez basses, généralement bleu-anomal, qui sont très caractéristiques de cette variété d'épidote et facilitent son repérage dans les plages où elle est isolée, même quand elle est de petite taille. Dans les épidotites, la clinozoisite est soit xénoblastique, soit subidioblastique, et renferme de nombreuses inclusions de quartz, de graphite et plus rarement d'amphibole. L'accumulation fréquente de graphite sur le pourtour des grains suggère que ceux-ci l'ont partiellement refoulé lors de leur croissance.

Dans les amphibolites, la clinozoisite est d'abondance variable. Elle se présente fréquemment en petits grains idioblastiques montrant des sections prismatiques ou ayant la forme d'un parallélogramme, et qui baignent dans une matrice microgranoblastique principalement constituée de plagioclase (Planche IV, C et D). Elle se présente aussi parfois en grains xénoblastiques dans les plages plus quartzeuses.

La clinozoisite de ces roches est généralement optiquement zonée; montrant une diminution progressive de la biréfringence du centre (bleu-clair-anomal à blanc) vers le bord (bleu-foncé-anomal). Cette zonation correspond à une diminution de la teneur en Fe_2O_3 du centre vers le bord. Comme on a pu s'en rendre compte sous la sonde, ce zonage chimique est toutefois de faible amplitude. Les analyses Ep4 à Ep8 ont été effectuées dans de tels grains.

Fréquemment dans certaines épidotites et plus rarement dans les amphibolites, on peut observer des grains de clinozoisite renfermant un noyau plus biréfringent (allant jusqu'aux teintes blanches et jaunes du 1^{er} ordre). La limite entre le noyau et la couronne externe est toujours tranchée et est dans certains cas soulignée par de fines inclusions de graphite (Pl. IVA-B). Sous la microsonde, le passage du noyau vers la couronne se marque par une diminution brutale de la teneur en fer. Les analyses Ep10 et Ep8 correspondent respectivement au noyau et la couronne d'un grain de ce type. L'analyse Ep9 correspond également au noyau d'un tel grain observé dans une lentille riche en épidote à l'intérieur d'une amphibolite (LM128).

La *zoisite* est généralement un minéral accessoire que nous n'avons pu identifier avec certitude que dans un nombre restreint d'échantillons d'épidotite (Planche IV, F). Elle se distingue de la clinozoisite avec laquelle elle est étroitement associée, par ses teintes d'interférences grises, et dans les rares cas où il est possible de l'obtenir, par sa figure d'axe. Elle s'y présente en grains isolés pouvant être de grande taille, et qui sont fortement poeciloblastiques, avec en inclusion du quartz, du graphite, de la clinozoisite et parfois de l'amphibole. Ces porphyroblastes sont parfois automorphes, mais comme dans la plupart des cas le graphite obscurcit fortement la lame mince, il est souvent difficile de repérer les contours extérieurs du grain pour s'en assurer. La zoisite se rencontre également parfois sous la forme de petits grains idioblastiques non poeciloblastiques qui sont optiquement zonés, montrant une biréfringence progressivement décroissante du centre vers les bords, analogue à celle observée dans la clinozoisite. Nous avons eu la chance de pouvoir réaliser 3 analyses dans différents grains de zoisite d'une épidotite (LM142, Ep 1-3). Ces zoisites sont nettement plus alumineuses que les clinozoisites du même échantillon (LM142, Ep4, 5 et 8). Nous croyons également pouvoir rapporter à de la zoisite le fin liseré d'une dizaine de microns au plus, à biréfringence grise, que l'on observe autour de certains grains idioblastiques de clinozoisite dans plusieurs amphibolites (Planche IV, A et B). Des profils sous la microsonde montrent parfois une nette diminution de la teneur en fer sur les bords de certains de ces grains. A moins d'un artefact, ceci indiquerait à nouveau que la zoisite est plus alumineuse que la clinozoisite sur le pourtour de laquelle elle croît.

La dernière variété d'épidote que nous décrivons brièvement ici pourrait correspondre à l'*allanite*. Ce minéral se présente sous la forme de petits grains sombres, fréquemment inclus au centre de grains de pistacite et plus rarement de clinozoisite. La présence d'un fin pigment brunâtre et la petite taille des grains, ne permettent pas de déterminer leurs propriétés optiques. De tels petits grains inclus dans de la biotite ou de l'amphibole s'entourent d'un halo pléochroïque. Sous la microsonde ces derniers grains se manifestent par une rétrodiffusion importante des électrons (Planche II, B), qui correspond au numéro atomique élevé de leurs constituants lanthanides; nous n'avons toutefois pas pu obtenir de spectre correct permettant d'identifier ces constituants.

Certaines des observations sur le chimisme des minéraux de la famille de l'épidote peuvent se résumer à partir de la figure 5 où l'on observe que ces analyses, malgré leur petit nombre, ont tendance à se répartir en 4 groupes :

1. L'analyse partielle 11 correspond aux pistacites des roches pélitiques et calcopélitiques.
2. Les analyses 9 et 10 de composition voisine ou légèrement inférieure à Ps15 ont été effectuées au centre de grains zonés et correspondent par conséquent à un 1er stade de cristallisation (l'analyse Ep-a se place au voisinage de celles-ci).
3. Les analyses 4 à 8, de composition voisine de Ps10 et qui ont été effectuées à des distances plus grandes du centre.

4. Les analyses 1 à 3 comprises entre Ps0 et Ps5 effectuées dans des zoïsites.

Ces observations nous amènent à formuler quelques hypothèses concernant l'ordre de cristallisation de ces minéraux.

L'allanite (?), toujours incluse au centre de pistacite ou de clinozoïsite a cristallisé la première.

La pistacite est propre aux roches pélitiques et calcopélitiques.

La clinozoïsite et la zoïsite des amphibolites et épidotites montrent une évolution régulière de la teneur en Fe^{3+} qui diminue du centre vers le bord : cette évolution est conforme à celle qui est généralement observée dans le métamorphisme progressif et que Miyashiro et Seki (1958) interprètent comme étant le résultat d'une réduction progressive de Fe^{3+} à température croissante. On peut se demander toutefois si l'on n'a pas ici affaire à un cas de déplétion du Fe^{3+} .

Nous remarquerons que cette évolution présente deux discontinuités. L'une entre Ps15 et Ps10 sépare le noyau pistacitique de certains grains, de la couronne dans laquelle la teneur en fer diminue graduellement jusqu'à une deuxième discontinuité, entre Ps8 et Ps5, après quoi la zoïsite apparaît. Cette deuxième discontinuité peut répondre à une limite de solubilité pour la clinozoïsite vers les basses teneurs en Fe^{3+} .

La première discontinuité pourrait représenter éventuellement une lacune de solubilité entre la clinozoïsite et la pistacite, ou correspondre à des phénomènes de réduction du Fe^{3+} comme ceux imaginés par Miyashiro et Séki (1958).

G R E N A T (Tableaux V a-i; fig. 6, 7 a-k, 8 a-k; Planches V à VIII)

Le grenat est un des minéraux métamorphiques de l'Ardenne qui a le plus retenu l'attention des chercheurs jusqu'à présent. On se référera donc aux travaux anciens de Renard (1882), Raisin (1901), Stainier (1907), Buttgenbach (1922), Corin (1931, 1938, 1943), Billiet et Vandendriessche (1937) et Vandendriessche (1941).

Tant par leur morphologie que par leur composition chimique nous sommes amenés à distinguer les grenats des roches calciques et calcopélitiques d'une part, de ceux des roches pélitiques d'autre part.

A - LE GRENAT DES ROCHES CALCIQUES ET CALCOPELITQUES

a - Observations macro- et microscopiques

Ce type de grenat est de loin le plus abondant en Ardenne et est d'ailleurs connu depuis longue date puisqu'il fut le premier minéral métamorphique à avoir été signalé dans cette région par Cauchy en 1835. Il se rencontre dans les amphibolites, les épidotites ainsi que dans certaines roches quartzfeldspathiques sans amphibole. Nous avons observé des cas extrêmes où, hormis le quartz et très peu de phyllosilicates, la roche ne renferme que du grenat de ce type et où il est le seul vecteur tant du calcium que du fer et du manganèse.

1 - Habitus et relations texturales

Le grenat est facilement observable à l'oeil nu car il atteint généralement des tailles millimétriques formant des taches de couleur brun rouge qui contrastent nettement avec les teintes bleu sombre, gris et gris clair des roches qui les renferment.

En lame mince le grenat est tout de suite repérable et par sa taille et par son relief élevé ainsi que par son isotropie optique.

Parfois apparaissent des grains parfaitement idioblastiques (Planche V, A) qui, lorsqu'on les extrait de la roche, montrent un habitus *rhombododécaédrique* classique. En dehors des grains idioblastiques ou subidioblastiques très fréquents qui ont le plus retenu l'attention jusqu'à présent, le grenat se développe aussi en grains totalement *xénoblastiques* (Planche VII, D et E) de forme *amiboïde* ou de forme *squelettique*. Ce dernier type se réduit à une phase interstitielle entre les grains de la roche. Il s'y observe parfois dans des bandes continues épaisses de plusieurs centaines de microns, parallèles à la stratification; le grenat y constitue en quelque sorte la matrice de la roche. Un tel grenat résulte vraisemblablement de la naissance simultanée d'un grand nombre de petits grains qui au cours de leur croissance sont entrés en contact de proche en proche de manière à ne plus former qu'une seule plage. Exceptionnellement un grenat de petite taille se rencontre dans les roches calco-pélitiques; il s'apparente ainsi par sa dimension au grenats des roches pélitiques. Sa composition chimique est toutefois du même type que celle des grenats de plus grande taille des roches calco-pélitiques.

Pratiquement tous les grenats calciques sont *poeciloblastiques* et renferment en inclusions du quartz, de l'amphibole, du sphène, de l'ilménite, de la clinzoisite et du plagioclase. Toutefois dans de nombreux cas la taille des inclusions est si petite que celles-ci sont difficilement identifiables (Planche VI et VII). Ces inclusions peuvent être distribuées de façon quelconque à l'intérieur de la section mais sont parfois uniquement concentrées au centre de celle-ci développant alors une structure en *tamis* (Planche VII, B). Dans ce cas les inclusions sont souvent de petite taille et n'altèrent pas la forme extérieure du grenat qui est subidioblastique. D'autre part elles sont généralement de la même dimension que les grains de la matrice microgranoblastique dans laquelle le grenat a grandi et préservent l'image de cette matrice à l'intérieur de la section. Dès que la taille des inclusions augmente le grenat développe moins bien ses formes propres et devient *xénoblastique*. Lorsque le grenat cristallise au contact (Planche VII, A) ou à l'intérieur (Planche II, D) d'un grain d'amphibole il peut renfermer des inclusions de ce minéral, allongées et disposées de façon à esquisser clairement la forme antérieure de la gerbe. Cette observation indique que l'amphibole a été corrodée lors de la croissance du grenat et que celui-ci lui est donc en partie postérieur.

Un autre type de grenat poeciloblastique très fréquent en Ardenne est celui du type *pyrénéite* (Planche V) dont les inclusions sont accumulées le long des arêtes du rhombododécaèdre au cours de sa croissance. Le grenat est ainsi découpé par des *plans d'inclusions* qui sont les faces des douzes pyramides rhombiques ayant leur sommet au centre et dont les bases sont les

faces du rhombododécaèdre. On remarquera que les faces de ces pyramides sont parallèles aux faces du cristal et que leurs arêtes coïncident soit avec un axe ternaire soit avec un axe quaternaire. Dès lors, dans une section quelconque d'un grenat de ce type les inclusions se distribuent suivant des droites parallèles aux traces des faces du cristal et qui convergent à trois vers le point de percée d'un axe ternaire du cristal, ou qui se recoupent au point de percée d'un axe quaternaire. Quand, par surcroît, le grenat est parfaitement idioblastique il devient souvent aisé de calculer sa dimension à partir d'une simple section, ou de mesurer la distance de celle-ci au centre du grenat. En particulier, grâce à cette disposition particulière des inclusions, les sections diamétrales sont toujours facilement reconnaissables. La forme du grenat et la structure pyrénéite paraissent d'autant mieux réalisées que le grain de la roche dans laquelle il croît est petit.

Un autre type assez particulier montre dans une section quelconque à contours irréguliers, des plages très riches en inclusions, séparées par les bras d'une croix généralement à quatre ou à six branches et qui ne contiennent que peu d'inclusions (Planche VI). Ces bras de section rectangulaire (Planche VI, C et D) rayonnent apparemment suivant les perpendiculaires aux faces du rhombododécaèdre. Les grenats de ce type développent une forme rayonnante qui évoque la forme d'une *roue de chariot* dans laquelle le Dr. Atherton, de l'Université de Liverpool, à qui nous l'avons montrée, pense pouvoir reconnaître l'effet d'une croissance dendritique.

La présence de *graphite* semble avoir un effet déterminant sur le mode de cristallisation du grenat, tant du point de vue de sa forme que de sa structure poeciloblastique. En effet, les grenats pyrénéites parfaitement idioblastiques se rencontrent exclusivement dans des roches où le graphite abonde. Curieusement celui-ci n'est jamais inclus dans le grenat, mais il est concentré en un épais liseré sur ses pourtours, soulignant ses formes géométriques parfaites (Planche V). Le grenat l'a clairement refoulé tout au long de sa croissance et l'a progressivement accumulé le long de ses faces. Le rôle prépondérant que joue le graphite sur le mode de cristallisation du grenat est particulièrement bien mis en évidence dans certaines roches où des plages, avec et sans graphite, alternent entre elles; d'après la plage dans laquelle il se trouve, le grenat est idioblastique à inclusions pyrénéites, soit subidioblastique à inclusions en tamis. De plus, lorsqu'un grenat cristallise à cheval sur deux plages distinctes dont les limites sont bien tranchées, la partie du grenat situé à l'intérieur de la plage graphitique est de type pyrénéite le restant du grenat développant une structure en tamis.

Depuis son apparition au sein de la roche le grenat semble avoir subi relativement peu de transformations. Contrairement à d'autres minéraux, le grenat ne semble pas avoir subi de rétro-morphose. Même la chloritisation si fréquente ailleurs n'a pu être observée ici. Il est vrai que sa faible teneur en magnésium ne le prédispose pas à une telle pseudomorphose. De même, très rares sont les structures affectant le grenat, liées à des transformations tectoniques. Ce type de grenat se trouve en effet généralement à l'intérieur de roches dépourvues de schistosité. Signalons toutefois à cet égard, des grenats fissurés ou bien sectionnés par une veine de quartz. Exceptionnellement des ébauches d'yeux d'étirement autour des grenats ont été observés dans certaines roches calcopélitiques à chlorite.

2 - Propriétés optiques particulières du grenat calcique

Déjà en 1893, Lacroix a émis l'hypothèse que les grenats à inclusions pyrénéite de l'Ardenne pourraient être anisotropes. Cette hypothèse fut confirmée par Buttgenbach (1922) et par Corin (1943). La biréfringence étant très faible, ce n'est que dans des sections assez épaisses que l'on voit apparaître l'*anisotropie sectorielle* caractéristique du grenat pyrénéite. (Planche V, B). Par contre, il est impossible d'observer une anisotropie dans les grenats fortement poeciloblastiques, la biréfringence plus élevée des inclusions masquant celle que pourrait présenter le grenat. Il est toutefois vraisemblable que tous les grenats calciques de l'Ardenne possèdent cette particularité.

b - Composition chimique

La première analyse chimique du grenat pyrénéite de la région de Libramont a été publiée par Renard (1882). Nous l'avons reproduite au Tableau Vi (Ga); elle montre que ce type de grenat a une composition inhabituelle, étant à la fois riche en almandin, en spessartine et en grossulaire, avec des teneurs relativement accessoires en pyrope et en andradite. Deux autres analyses (Buttgenbach 1922; Billiet et Vandendriessche 1937) de grenats du même type (Tableau Vi, Gb et Gc) donnent des résultats très semblables.

L'intérêt évident que représente une étude plus approfondie du chimisme des grenats calciques de la zone métamorphique justifie le nombre d'analyses ponctuelles qui en ont été exécutées et dont seules les plus significatives ont été reproduites aux Tableaux V a à f, et sont figurées par les figures 6 a-d, 7 a-j et 8 a-j.

1 - Figuration triangulaire (Fig. 6 a-d et 8 a-k)

La composition chimique des grenats peut être exprimée graphiquement de diverses manières. Dans notre cas, où trois des quatre cations bivalents : Fe, Ca et Mn, sont dominants, une figuration triangulaire s'impose. On peut d'ailleurs y associer la figuration du quatrième cation, le Mg, en représentant chaque grenat par un triangle dont la position des côtés est définie par les teneurs en Fe, Ca et Mn, et dont la longueur des côtés, égale à $100\% - (Fe+Ca+Mn)$, mesure la teneur en Mg. Nos analyses ponctuelles recalculées sur la base de 24 oxygènes, indiquent une teneur en Al toujours très voisine de la valeur théorique 4; nous pouvons donc raisonnablement supposer que la teneur en Fe^3 est inférieure à l'erreur de dosage et négliger la teneur en andradite. Cette remarque nous permet de traduire directement en almandin, grossulaire, spessartine et pyrope les compositions chimiques des diagrammes triangulaires.

La figure 6 qui montre l'ensemble des grenats que nous avons analysés, ainsi que (en noir) les trois analyses anciennes, indique que ces grenats débordent largement la lacune de solubilité généralement admise entre les almandin-spessartine et le grossulaire. (Tröger, 1959).

La figuration à plus grande échelle de détails du triangle dans certaines des figures 6 et 8 permet une plus grande précision : les bords du triangle dépassant dans ce cas les limites du dessin on se repêrera, d'une manière constante, sur le triangle central : alm 25, sp 25, gr 25.

2 - Le profilage des grenats

Contrairement à d'autres minéraux dont la composition chimique est homogène, la teneur des cations Mn, Fe et Ca principalement, varie systématiquement par zonage concentrique du centre vers le bord du grenat, ce qui manifeste vraisemblablement la réponse du grenat, lors de sa croissance, à des modifications des facteurs physico-chimiques du métamorphisme. La variation de composition chimique peut s'exprimer par les profils, comme dans les figures 7 a-k, qui reproduisent les diagrammes tracés directement par l'enregistreur graphique de la microsonde. En ordonnée on lit l'intensité du rayonnement X caractéristique d'un élément chimique pour le Mn, le Fe et le Ca, traduit en pourcentage poids de son monoxyde; en abscisse on lit la distance sur laquelle ces profils ont été enregistrés. Elle peut s'exprimer également par les *trajectoires* des figures 8 a-k, qui sont des diagrammes triangulaires d'un certain nombre de points relevés sur ces profils, ce qui permet de mieux exprimer les tendances évolutives de la composition des grenats. On doit remarquer les approximations propres à cette méthode de travail.

La première se rapporte à l'excentricité des sections étudiées; le polissage d'un échantillon que l'on va soumettre au profilage sous la sonde, se situe dans un plan qui ne passe qu'exceptionnellement au voisinage du centre de nucléation du grenat; hormis le cas des grenats du type pyrénéite dont les inclusions localisées dans des plans divergents depuis ce centre dessinent dans les sections des traces très caractéristiques qui permettent de mesurer l'excentricité de la section ou de reconnaître une section centrée, on court toujours le risque, même lorsqu'on obtient un profil bien contrasté, de ne pas avoir enregistré la partie centrale de ce profil. C'est le "cut-effect" des auteurs anglais.

Les profils de la figure 7 f montrent que la règle qui consiste à choisir la section la plus large n'est pas nécessairement correcte; en effet la section 7 fA est plus large que la section 7 fB; cependant cette dernière donne un profil plus complet et passe donc vraisemblablement plus près du centre de nucléation du grenat comme on le voit sur la trajectoire Fig. 8 f. (Ce profil 7 fB montre des irrégularités qui se traduisent par une déviation de la trajectoire 8 f vers le point B'; ce genre de déviation reste inexplicé).

La seconde approximation est relative au repérage des enregistrements d'un même profil pour divers éléments chimiques. Même en opérant avec beaucoup de minutie, les profils obtenus successivement ne se recouvrent pas exactement; on peut par exemple ne pas recouper les mêmes inclusions sur les profils pour deux éléments différents. D'autre part la vitesse de déplacement de l'échantillon peut varier légèrement, d'un moment à l'autre. Ceci introduit une certaine approximation dans l'attribution de trois valeurs mesurées, à un même point du profil. La mesure de la valeur

est nécessairement entachée de deux approximations. L'une propre à la fluctuation statistique de l'émission X, se marque dans le tremblé (jitter) de l'enregistrement, dans lequel l'oeil distingue une valeur moyenne qui peut, au mieux, s'estimer à un millimètre près, soit avec 1 à 2 % relatif d'approximation, soit 0,1 % en teneur d'oxyde. L'autre exprime le rapport entre la valeur mesurée de cette émission X et la teneur de l'élément analysé. A cet égard on opérera, dans les conditions les plus favorables, en repérant, aussi bien que possible, sur le profil, la position d'un point dont on aura obtenu une analyse ponctuelle corrigée. En se servant de cette analyse pour étalonner l'échelle des hauteurs en % de l'oxyde considéré, on suppose que les corrections d'absorption, et autres sont, pour le reste du profil proportionnelles à la teneur. Lorsqu'aucune analyse ponctuelle n'a été obtenue pour un point de ce profil, on devra se référer à un point d'un autre profil étalonné observé dans la même série et dont on peut admettre que son échelle est approximativement la même. Le report sur certaines des figures 8 des triangles correspondants aux analyses ponctuelles montre que, malgré les approximations inhérentes au procédé il y a une bonne concordance entre les mesures ponctuelles plus rigoureuses et les mesures graphiques semi-quantitatives sur profils.

Nous remarquerons enfin, que dans l'interprétation soit des profils Fig. 7 soit des trajectoires Fig. 8 il faut toujours tenir compte du facteur volume du grenat concerné, qui est proportionnel au cube du rayon et n'est pas renseigné sur les trajectoires. Les deux types de diagrammes doivent donc toujours être considérés de conserve. Les lettres A, B, ... reportées sur chacune des paires de figures 7 et 8 se correspondent et facilitent leur interprétation.

3 - Le zonage des grenats

Nous avons retenu pour les reproduire ici les douze profils des figures 7 a-k, obtenus dans 11 de nos grenats.

Ce sont les grenats :

- a : en roue de chariot G 1, d'une épidotite (R 1, LM 129);
- b : G 4, d'une amphibolite (R 6, LM 128);
- c : idioblastique G 2, d'une amphibolite (R 11, LM 144);
- d : poeciloblastique G 3, d'une amphibolite (R 13, LM 166);
- e : idioblastique G 5, à structure pyrénéite, d'une amphibolite à ostracodermes (R 18, LM 167);
- f : idioblastique G 13, d'une cornéite (R 22, LM 202);
- g : en "roue de chariot" G 12, d'une grenatite (R 26, LM 201);
- h : idioblastique G 10, d'une roche à amphibole chloritisée (R 25-29, LM 146);
- i : poeciloblastique G 15, d'un quartzite plagioclasique (LM 255);
- j : idioblastique G 16, d'un quartzite plagioclasique (LM 257);

ainsi que le grenat

k : G 30, d'un phyllade à grenat et chloritoïde (LM 489) du Moulin de Remagne, qui marque une transition entre les grenats déjà plus calciques des roches calcopélitiques et les grenats moins calciques des roches pélitiques qui seront décrits plus loin.

Ainsi qu'on le remarquera par la comparaison des figures 7 et 8 qui représentent le profil et la trajectoire du zonage de ces grenats, ce zonage est très différent d'un grenat à l'autre, même dans une seule localité ou dans un seul type de roches. Chacun de ces profils représentent pour chacun de ces grenats, celui qui a paru être le plus significatif parmi un certain nombre de ceux qui ont été tracés. La très forte diversité qu'ils manifestent empêche de proposer une explication générale de ce phénomène. Le zonage paraît donc avoir été influencé par des facteurs accessoires, qui masquent les traits majeurs de la croissance de ces grenats.

On peut toutefois reconnaître quelques traits importants relativement constants et donc significatifs.

1/ Le Mn montre généralement un zonage en coupole - de type habituel - mais dans lequel la teneur en spessartine ne descend jamais en dessous de 20 %, et sur lesquels donc ne se manifestent pas les effets les plus caractéristiques de l'appauvrissement (déplétion) de la roche en Mn, mais seulement l'effet initial de ségrégation du Mn dans le grenat. En général le profil en coupole est régulier et ne manifeste pas de perturbation au droit de ressauts cependant bien marqués en Ca et en Fe.

Sans pouvoir appliquer à ces roches, dont la teneur en manganèse comme celle en grenat ne s'y prête généralement pas, le modèle mathématique de déplétion préconisé par Hollister (1966) et Atherton (1968), la forme générale des profils suggère toutefois que la croissance du grenat a été déterminée par l'affinité préférentielle du manganèse pour le grenat.

On constatera, en comparant les trajectoires des figures 8 aux profils des figures 7 que l'ampleur de variation de MnO entre 9 % et 19 % est souvent relativement du même ordre de grandeur. Si certains grenats (fig. 7e) paraissent plus fortement zonés que d'autres, cela tient essentiellement à la dimension de leur grain. Dans la roche R 18 (LM 167) la nucléation doit avoir été facile et l'on trouve une multitude de grenats qui ne dépassent jamais 350 microns de diamètre (voir Planche XI, A et D). Dans d'autres cas le diamètre des grains est 5 à 10 fois plus large et la variation de teneur en Mn étalée sur un plus grand rayon paraît atténuée.

2/ Cette remarque n'explique pas le changement de tendance, c'est-à-dire la remontée en Mn plus brutale dans certains profils, plus graduelle dans d'autres, qui se manifeste souvent lorsqu'on s'approche du bord du grenat. On serait tenté de vouloir expliquer ce phénomène qui est relativement fréquent, ou du moins les remontées les plus brutales en manganèse, comme étant semblable à celui qui a été décrit par P. de Béthune, Laduron et Bocquet (1975). Ces auteurs attribuent la cuticule externe, enrichie en manganèse, de certains grenats, à la diffusion depuis le bord vers l'intérieur du grenat, du manganèse libéré par la corrosion du grenat lors de sa rétro-morphose en chlorite. En fait, dans les grenats ardennais les produits d'une résorption éventuelle sont absents; le phénomène se manifeste d'ailleurs dans des grenats parfaitement idioblastiques qui ne montrent aucun signe de corrosion. Il est aussi le plus souvent lié à une montée de la teneur en fer dont l'explication ne relève pas de cette hypothèse. Nous ne pouvons donc pas la retenir.

3/ La remontée en fer que l'on observe assez souvent au bord du grenat, accompagnée ou non d'une remontée en manganèse, est fréquemment limitée à une cuticule de moins de 100 microns. Elle est cependant spectaculaire comme en témoignent les trajectoires des figures 8. Elle résulte le plus vraisemblablement d'un effet de compensation de la chute de teneur en calcium qui met fin à la croissance du grenat.

4/ Presqu'aussi généralement que l'allure en couple du manganèse est l'allure en calice du calcium, dont on voit la teneur monter progressivement, ou par à-coups, jusqu'à des teneurs d'autant plus élevées que la roche est plus calcique : 20 % de grossulaire dans les roches calcopélitiques et péliteques, 61 % dans l'épidotite. Nous remarquerons en outre que cette allure se manifeste également dans des roches péliteques qui originellement doivent n'avoir contenu que très peu de calcite (Fig. 7k et 8k). Il est suggestif de penser qu'elle serait due à la libération progressive du Ca par décarbonatation.

5/ Le niveau du Ca montre toutefois beaucoup d'autres fluctuations qui se marquent dans le profil par un ressaut tantôt dans un sens tantôt dans l'autre et qui sont très bien marquées dans les trajectoires. On peut supposer que ces points particuliers correspondent à la disparition et ou à l'apparition de certains minéraux au cours de la croissance du grenat, modifiant chaque fois le rapport Ca/(Fe + Mn) de celui-ci. Il serait téméraire toutefois de vouloir reconnaître les réactions qui sont entrées en jeu.

6/ La chute finale en calcium qui se manifeste sur beaucoup de nos profils est très caractéristique. On ne peut évidemment dans des roches aussi riches en Ca parler d'une déplétion du milieu ambiant. Les trajectoires des figures 8 encore plus que les profils des figures 7 montrent que le phénomène correspond, comme les ressauts décrits précédemment à un changement de tendance qui favorise l'entrée du Fe et parfois du Mn dans le grenat. Le volume concerné est toutefois assez réduit. On constate que le grenat cesse très vite de croître peu après ce changement.

7/ Le cas du grenat G 3 (roche R 13, LM 166) Fig. 7-d et 8-d doit cependant être signalé. La montée en Fe sur le bord est accompagnée de la croissance d'une large couronne de composition assez constante. Ce grenat semble avoir subi une nouvelle jeunesse, avec nucléation de petits grains idioblastiques qui forment une couronne extérieure. Sa cristallisation s'achève par une nouvelle montée du calcium, mais son zonage est en définitive trop particulier pour qu'on puisse vouloir tirer de ce seul cas une conclusion valable.

B - LE GRENAT DES ROCHES PELITIQUES

Les roches péliteques ne renferment pratiquement jamais de grenat; ce n'est qu'à quelques reprises que nous avons pu en découvrir. L'intérêt toutefois que présente ce minéral, notamment de savoir si, comme l'avait supposé Corin (1938), il existerait une zone à almandin en Ardenne, nous a incité à le rechercher et à l'analyser sous la sonde, malgré qu'il soit souvent accessoire et de très petite taille. Une mention spéciale doit

cependant être faite de la localité du Moulin de Remagne.

a - Les grenats du Moulin de Remagne

Ces grenats dont Gosselet (1884, 1888) avait signalé la présence sont considérablement plus gros que ceux qu'on observe dans les autres roches pélitiques. Il se présentent dans des phyllades (LM 487, 490) en grains isolés, parfois clairement contournés par la schistosité. Bien qu'ils aient tendance à développer leur forme propre, ils ne sont jamais totalement idioblastiques; ils sont généralement poeciloblastiques, renfermant surtout des petites inclusions de quartz et aussi d'ilménite. Les plus gros de ces grenats peuvent atteindre un diamètre de 400 microns. Les phyllades à chloritoïde recueillis au même endroit (LM 486, 488, 489, 491) contiennent également du grenat, mais de taille généralement plus réduite.

Les analyses des grenats G 24-25 (Tableau Vg) des phyllades à grenats, et G 26 à 32 (Tableau Vh) des phyllades à chloritoïde et grenat, montrent qu'ils ont une composition de type almandin-spessartine avec une teneur sensible en grossulaire. Par contre ils ne contiennent guère ou pas du tout de pyrope. Ces grenats sont zonés, avec accroissement du calcium et du fer du centre vers les bords. Certains profils (Fig. 7k et 8k) montrent que l'augmentation de calcium peut être parfois compensée également par une diminution du fer vers le bord. Les analyses G 30-1 et G 30-2 (Tableau Vh) ont été effectuées au centre et sur le bord d'un tel grenat et montrent que la teneur en calcium peut s'élever jusqu'à 18 % de grossulaire.

Quoique nous n'en possédions pas d'analyse chimique il est évident que ces phyllades du Moulin de Remagne représentent un type intermédiaire entre les roches pélitiques, au sens strict, qui sont dépourvues de calcium et les roches calcopélitiques du type des cornéites où le calcium se porte sur le plagioclase.

b - Autres grenats des roches pélitiques

En dehors de ces grenats, assez calciques, du Moulin de Remagne, nous n'avons jamais repéré dans les roches pélitiques que des grenats minuscules, et ce à raison de quelques grains seulement par lame mince.

Du grenat de très petite taille (50 à 100 microns) se rencontre parfois, en proportions très réduites, dans certains phyllades à chloritoïde du massif de Serpont et notamment à Séviscourt (R 32, LM 243). L'almandin et la spessartine s'y rencontrent en proportions équivalentes; la teneur en calcium et en magnésium est réduite (Tableau Vg, G 20-21).

Un grenat nettement plus riche en almandin a été découvert dans un phyllade à biotite de Libramont (LM 250, Tableau Vg, G 18-19), en proportions très mineures; on n'en observe que quelques grains de 50 à 100 microns. Du grenat a été aussi observé à Ourt, dans un autre phyllade à biotite, mais nous n'avons pas pu l'analyser.

Signalons en dernier lieu que nous avons encore rencontré du grenat dans un chloritoschiste à margarite (LM 242, R 30) du massif de Serpont. Sa taille atteint à peine 20 à 30 microns et il se rencontre soit

grains isolés dans la matrice, soit formant assez souvent de petits nids de quelques dizaines de grains accolés les uns aux autres. Ce grenat jaune pâle est dépourvu d'inclusions. Ses analyses (Tableau Vg, G 22-23) montrent qu'ils appartiennent également à la série spessartine-almandin, mais avec une teneur nettement plus élevée en Mn que les précédents.

Dans l'ensemble, tous les grenats des roches pélitiques appartiennent donc à la série spessartine-almandin, avec des teneurs accessoires en pyrope et en grossulaire. La teneur en almandin reste comprise entre 35 et 60 % et celle en spessartine atteint 30 et même 55 %. Les grenats les plus ferreux contiennent également le plus de magnésium. La teneur en grossulaire qui est généralement comprise entre 4 et 8 %, s'élève dans les phyllades du Moulin de Remagne : sur les bords de certains de ces grenats elle peut même atteindre 18 %. Le diagramme triangulaire de la figure 6d illustre le domaine de composition de ces grenats et montre que les plus calciques de ceux-ci ont une composition comparable à certains grenats de roches calco-pélitiques (fig. 6c).

CHLORITOÏDE (Tableaux VI, fig. 9, Planche VIII)

Nous avons rencontré du *chloritoïde* dans des phyllades cambriens du Massif de Serpont et dans certains phyllades gedinniens du Moulin de Remagne où ils ont été signalés pour la première fois par Gosselet (1888). Il atteint généralement une taille millimétrique et est par conséquent repérable à l'oeil nu.

Dans les phyllades cambriens le chloritoïde apparaît en lame mince sous forme de sections prismatiques de quelques dizaines de microns d'épaisseur (Planche VIII, D). Ces grains sont généralement faiblement pléochroïques et sont souvent maclés. Leurs inclusions peu nombreuses, sont la plupart du temps du quartz et du pigment graphitique en petites traînées orientées, et plus rarement de l'ilménite ainsi que peut-être du rutile. De la même manière que l'ilménite de ces roches, les grains de chloritoïde qui sont orientés obliquement sur la schistosité, provoquent la formation de halos d'étirement. Ils sont donc manifestement pré- ou syntectoniques. Les analyses Cd1 et Cd2 du tableau VI ont été effectuées dans des chloritoïdes de ce type. L'analyse Cdc, moyenne de plusieurs pointés sur des grains détritiques de chloritoïde recueillis dans le ruisseau de Serpont (Bustamante, 1974), pourrait également correspondre à ce type.

Le chloritoïde des phyllades du Moulin de Remagne ont une taille semblable à ceux décrits ci-dessus, bien qu'ici les sections prismatiques observées puissent être nettement plus épaisses (Planche VII, C). Ils possèdent un pléochroïsme assez intense dans les teintes bleu vert et montrent parfois une structure en sablier. Les analyses Cd3 à Cd7 ont été effectuées dans 4 phyllades de cette localité et montrent qu'elles sont très semblables entre elles; elles sont légèrement plus ferreuses et plus riches en manganèse que les précédentes. L'analyse Cbd a été effectuée sur des grains détritiques recueillis dans les alluvions de l'Ourthe (Bustamante, 1974), qui pourraient également provenir du Moulin de Remagne. Elle se distingue toutefois

des chloritoïdes analysés du Moulin de Remagne par sa teneur légèrement plus élevée en magnésium.

L'analyse Cda diffère principalement de toutes les autres par sa teneur élevée en Fe_2O_3 qui est contrebalancée par une teneur moins élevée en alumine. Cette analyse a été toutefois recalculée à partir de celle publiée naguère par Renard (1882), en supposant que l'excès de SiO_2 observé représentait les inclusions de quartz fréquentes dans ce minéral. Comme la formule de structure de cette analyse recalculée est satisfaisante, on peut considérer cette hypothèse comme vraisemblable; ceci nous conduit donc à supposer qu'au Serpont il existe des variétés de chloritoïde qui diffèrent chimiquement de celles que nous avons analysées. Vandendriessche (1941) signale en effet l'existence d'autres gisements de phyllades à chloritoïde, principalement aux environs de Séviscourt, que nous n'avons malheureusement pas eu la chance de pouvoir échantillonner. Il est vraisemblable que le chloritoïde analysé par Renard (1882) provient d'un de ces gîtes.

C A R B O N A T E S (Planche IX, A)

Les carbonates sont des minéraux assez peu fréquents dans les roches métamorphiques de la région de Libramont. Il est probable cependant, qu'ils aient été à l'origine bien plus abondants qu'actuellement, mais qu'ils ont progressivement disparu au cours de réactions de décarbonatations successives (S. de Béthune, 1976).

La *calcite* se présente généralement en grains isolés au sein de la matrice de nombreuses cornéites calcopélitiques (Planche IX, A). Comme ceux d'ailleurs déjà décrits antérieurement par Antun (1953, 1971) et J. Michot (1961), ces grains sont souvent idiomorphiques et présentent des sections prismatiques à extinction droite. Sous la sonde, il est apparu que ce type de calcite renferme de petites quantités de Mn et de Mg, et de très petites quantités de Fe. Des profils montrent qu'à Serpont (LM 252) la calcite est relativement homogène ou légèrement zonée. A Freux par contre le profil Mn montre nettement des variations brutales de concentration à l'intérieur d'un même grain (LM 241). Nous n'avons pu obtenir d'analyses ponctuelles de ce type de carbonate, car même en abaissant le potentiel d'accélération, il se dégrade rapidement sous l'impact du faisceau d'électrons. Des profilages sous la microsonde au travers de plagioclases dans d'autres cornéites (LM 240, LM 239, LM 257) montrent des montées locales de la teneur en calcium qui doivent vraisemblablement correspondre à des inclusions sub-microscopiques de calcite.

Si la calcite se présente donc généralement en grains isolés et si elle n'est en fait qu'un minéral accessoire de nombreuses cornéites, elle peut néanmoins parfois être relativement abondante. C'est notamment le cas à Freux (voir aussi Corin 1935), où la calcite se concentre à l'intérieur de petits nodules, parfois de forme lenticulaire. Elle peut y être associée étroitement à de la biotite, du plagioclase et de l'épidote, mais se présente parfois aussi en plages monominérales assez grandes. A Serpont nous avons rencontré une cornéite à ciment calcitique. Dans cette localité, la

calcite se rencontre parfois aussi sous la forme de veines avec du quartz, où elle correspond vraisemblablement à un phénomène de ségrégation latérale. (22 m 45, 25 m 50).

Nous n'avons jamais observé de calcite dans les amphibolites, si ce n'est lors du profilage de plages feldspathiques, ou encore en inclusions submicroscopiques à l'intérieur de grenats. Toutefois, Vandendriessche (1941, p. 30) signale la présence d'un ciment calcitique dans certaines roches à amphibole et clinzoisite que nous soupçonnons être des amphibolites.

Nous avons encore observé de la calcite en assez grande abondance dans certains phyllades à chlorite et séricite de la Chapelle de Notre Dame de Lorette. Une coloration à l'alizarine confère à ce type de calcite une couleur mauve, semblable à celle que nous avons observée dans des calcites manganésifères de Harlech (S. de Béthune, 1972).

Certaines roches de la vallée de l'Our renferment également du carbonate en abondance, parfois concentré à l'intérieur de nodules et généralement intimement mêlé à de la chlorite néogène. Un essai de coloration de ce carbonate à l'alizarine s'est révélé négatif, ce qui nous laisse supposer qu'il pourrait s'agir de *dolomite*.

Finalement, signalons encore ici avoir observé quelques rares petits grains de *malachite* dans une cornéite de Freux.

Q U A R T Z

C'est le minéral le plus répandu et quantitativement le plus important. Nous distinguons d'une part, le quartz qui a conservé son "allure" détritique, de celui qui a complètement recristallisé ou qui est néogène.

a - Le quartz détritique

Il est le minéral essentiel des roches arénacées et est également abondant dans les roches pélitiques. Si, à première vue, son origine détritique n'est pas à mettre en doute, il a dans la région de Libramont, toujours subi une recristallisation au moins partielle sur les bords. Ceux-ci sont en effet souvent indentés et finement pénétrés par les phyllites (séricites, chlorites) de la roche. Son contour originel de grain détritique a donc entièrement disparu. De plus, les grains présentent une extinction onduluse même dans des roches qui n'ont apparemment que peu ou pas été déformées.

b - Le quartz recristallisé et néogène

Le quartz peut avoir entièrement recristallisé. Le plus souvent, il est microgranoblastique, parfois même granoblastique. Il n'est pas aisé de distinguer celui-ci du quartz néogène qui aurait été produit par réaction métamorphique et qui ne serait dès lors pas simplement le résultat de la recristallisation du quartz préexistant. Ainsi, le quartz associé aux fines aiguilles d'amphibole dans les macules des épidotites de Libramont, pourrait

être le produit de la réaction d'ouralisation d'un pyroxène. De la même manière, la chloritisation des amphiboles dans certaines amphibolites, semble s'accompagner de la formation de quartz qui se développe en plages microgranoblastiques à l'emplacement de l'ancienne gerbe d'amphibole. D'autres réactions métamorphiques ont également pu produire du quartz néogène, mais celui-ci n'est pas reconnaissable comme tel, par défaut de structures et de textures explicites.

Dans les phyllades, on observe souvent du quartz recristallisé à l'intérieur des yeux d'étirement formés autour d'un minéral porphyroblastique.

Le quartz peut également avoir migré dans des veines ou dans de petites fractures de la roche. Ici, les cristaux de quartz peuvent atteindre une taille de l'ordre du centimètre et développent fréquemment une texture en mortier. (Spry 1969).

Si le quartz est abondant, comme nous le signalons au début de ce paragraphe, il a dans certaines roches à grain très fin, souvent été surestimé. En effet, de nombreuses roches renferment, à côté du quartz, du plagioclase qui, dans les plages microgranoblastiques, ne peut en être distingué par des méthodes optiques usuelles. Seules, des méthodes de coloration (Laduron, 1966) ont permis de mettre en évidence et de distinguer ainsi le quartz du plagioclase. Notre surprise a été grande de constater que certaines roches réputées quartziques ne renfermaient en fait parfois que du feldspath.

F E L D S P A T H S (Tableau VII, Planche IX)

A - LE PLAGIOCLASE

Le plagioclase est un minéral très fréquent dans les roches métamorphiques de la région étudiée et en est même parfois un constituant abondant. Nous l'avons rencontré principalement sous trois formes différentes :

a - Plagioclases détritiques

Le plagioclase se rencontre parfois en grains détritiques d'assez grande taille dans des roches quartzo-feldspathiques. Ce plagioclase est partiellement recristallisé du moins sur les bords, comme le montre le contour anguleux et parfois indenté des grains.

Pour autant que l'on puisse en juger, leur composition est généralement du type oligoclase-andésine (Cf. Antun, 1971).

Dans les roches à grain grossier, qui ont subi une fragmentation partielle, comme en témoigne la structure en mortier du quartz, les grains de plagioclase montrent souvent une sorte de macle en échiquier.

b - Plagioclase microgranoblastique

Beaucoup plus fréquemment le plagioclase se rencontre en grains microgranoblastiques d'au plus une trentaine de microns de diamètre. Ce plagioclase, parfois extrêmement abondant, était jusqu'à présent dans la majorité des cas, passé totalement inaperçu. Ce n'est que, grâce à la méthode de coloration (Laduron, 1966) utilisée, que ces feldspaths ont pu être clairement mis en évidence et leur abondance appréciée. Des analyses ponctuelles et des mesures semi-quantitatives à la sonde, ont permis de les identifier dans plusieurs échantillons.

Dans les *amphibolites*, le plagioclase est généralement une bytownite parfois très voisine de l'anorthite (An 88-Ab 12) (Planche IX, C). En plus d'une analyse ponctuelle (Tableau VII, Pl 1) sa composition a été contrôlée dans plusieurs échantillons d'amphibolites par des mesures semi-quantitatives. Ce plagioclase n'est pas totalement homogène, bien qu'il reste toujours très calcique. La dimension réduite des grains n'a pas permis cependant de déterminer s'il s'agit d'un phénomène de zonation. Lorsque parfois la bytownite croît en grain isolé d'assez grande taille (20 à 30 microns) dans du quartz, on la repère rapidement par son relief élevé. (Cfr. Antun 1955, 1971). Des macles polysynthétiques s'observent également, mais elles sont rares et à peine ébauchées. Ce plagioclase, que l'on rencontre seul ou avec du quartz dans des plages assez grandes, est également très fréquemment associé à d'autres phases calciques comme la clinzoïsite et l'amphibole principalement ainsi qu'à du grenat.

Dans les roches *calcopélitiques*, le plagioclase bien que parfois extrêmement abondant, peut passer totalement inaperçu. La taille des grains est si réduite, que l'on ne peut généralement plus procéder à une détermination par les méthodes optiques usuelles. En de très rares occasions seulement, la présence de feldspath est suggérée par l'observation de quelques macles polysynthétiques. Si dans quelques cornéites on peut considérer que le feldspath provient de la recristallisation de grains détritiques, même alors, sa teneur en calcium peut avoir été augmentée par les réactions qui ailleurs ont formé du plagioclase néogène (S. de Béthune 1976). Le plagioclase est également associé au quartz et à la biotite dans des petites fissures ou veinules traversant ces roches; il y est manifestement néogène.

Le plagioclase a été analysé dans plusieurs cornéites calcopélitiques de Serpont (Tableau VII, Pl 2, 3, 5). Sa composition varie fort d'une roche à l'autre et peut, comme dans le cas des analyses 2 et 3, être aussi calcique que du labrador. Des mesures semi-quantitatives ont été effectuées dans une cornéite de Freux (LM 244) et de la Mouline (LM 202); dans le premier cas, le plagioclase a une composition intermédiaire entre l'oligoclase et l'andésine; et dans le second cas, il s'est révélé être une bytownite. Dans des roches quartzofeldspathiques à chlorite et à grenat qui proviennent de Libramont (LM 255), de la Mouline (LM 146) et de la Forêt de Luchy (LM 257), le plagioclase a une composition à la limite entre l'oligoclase et l'andésine (LM 146, LM 257) ou légèrement plus calcique (LM 255). Le plagioclase d'une phyllade à biotite (LM 250) a une composition du même type que celui des roches précédentes. Dans ce dernier cas cependant, ce n'est que grâce à la microsonde, que le plagioclase a pu être décelé car il était passé totalement inaperçu sous le microscope. Les profils

ont montré qu'il était d'ailleurs relativement abondant.

Dans les roches *pélitiques*, le plagioclase est rare et toujours en grains de très petite taille. A une seule reprise, dans un phyllade du Moulin de Remagne, nous avons pu montrer sous la microsonde, qu'il s'agissait d'une albite (LM 246).

c - Plagioclase en veines

Le plagioclase se rencontre aussi parfois dans des veines (cfr. Corin, 1930); il forme alors des grains souvent porphyroblastiques et parfois idioblastiques. Ces grains sont toujours séricitisés et entourés par un très fin liseré de séricite ou de chlorite qui rend malaisée toute détermination d'indice. Ils ne sont que rarement maclés.

L'analyse Pl 4, du Tableau VII, correspondant à une andésine, a été effectuée dans une veine traversant une cornéite de Serpont. Des profils semi-quantitatifs ont montré qu'il avait une composition semblable à celle de la roche encaissante.

Rappelons enfin que dans la coupe du Moulin de Remagne affleurerait naguère une roche porphyrique à phénocristaux de plagioclase qui a été décrite par Vandendriessche (1941). Nous n'en avons pas retrouvé l'affleurement.

x

x x

De ce qui précède, nous pouvons conclure que le plagioclase est en fait un minéral relativement répandu dans la région de Libramont. S'il est généralement passé inaperçu jusqu'à présent, il le doit à sa petite taille et à sa ressemblance au quartz avec lequel il a toujours été confondu. Il est aussi généralement beaucoup plus calcique que l'on pourrait s'y attendre, dans le cadre d'un métamorphisme aussi peu intense que celui de l'Ardenne. Nous nous proposons de revenir ailleurs sur les problèmes théoriques que cette observation soulève.

B - LE FELDSPATH POTASSIQUE

Le feldspath potassique n'est pratiquement pas représenté dans les roches étudiées, si ce n'est sous une forme totalement secondaire liée à l'altération de la biotite. On en voit ainsi inclus dans la biotite (qui est d'ailleurs souvent partiellement chloritisée), parallèlement à son cli-vage, en petits "fuseaux" colorés en jaune par le cobaltinitrite de sodium, (Planche IX, B). Un tel grain a pu être analysé (Tableau VII, Analyse 6).

Hormis ces cas, nous n'avons jamais observé de feldspath potassique dans les roches de la région de Libramont.

I L M E N I T E (Tableau VIII, Planche VIII, D et X, A, C, D)

L'*ilménite* est un minéral généralement accessoire courant dans les roches pélitiques qui ont atteint un certain degré de métamorphisme (Antun, 1971). Dans les phyllades, elle se présente en petites lamelles de quelques dizaines de microns qui sont souvent orientées suivant la schistosité. Les plus belles ilménites s'observent dans certains phyllades du massif de Serpont et notamment dans les phyllades à chloritoïde (Planche VIII, D). Elles y développent un habitus porphyroblastique atteignant parfois une taille millimétrique. Bon nombre de grains d'ilménite ont subi un réglage, tandis que les lamelles orientées obliquement sur la schistosité, développent des auréoles d'étirement dans lesquelles sont venus recristalliser du quartz et de la chlorite. Dans d'autres cas, les lamelles d'ilménite ont été pliées. A maintes reprises nous avons constaté que l'ilménite des phyllades était partiellement ou totalement rutilisée. (Planche X, C et D).

Les ilménites des phyllades à chloritoïde (Tableau VIII, Il 4 et Il 5) sont les plus riches en manganèse que nous ayons rencontrées. La présence de nombreuses inclusions submicroscopiques à l'intérieur de ces grains d'ilménite n'a pas permis de trouver aisément des plages homogènes suffisamment grandes pour effectuer des analyses ponctuelles dans les meilleures conditions. Le mauvais total obtenu pour l'analyse Il 4 pourrait avoir pour cause la présence de telles inclusions.

L'ilménite s'observe également dans certaines roches calcopélitiques et plus spécialement dans les roches quartzo-plagioclasiques à chlorite et grenat. Ces roches étant généralement riches en graphite, on ne repère facilement l'ilménite qu'en lumière réfléchie. La taille des grains atteint parfois plusieurs centaines de microns, et bien qu'il s'agisse également de lamelles, elles sont généralement beaucoup plus trapues que celles des phyllades. Les analyses Il 2 et Il 3 (Tableau VIII) ont été effectuées dans des ilménites de ce type.

Dans les amphibolites, le titane est généralement fixé dans le sphène, et ce n'est dès lors que plus rarement que l'on y trouve de l'ilménite. Elle y est xénoblastique et souvent poeciloblastique et peut parfois atteindre une taille millimétrique (Planche X, A). L'analyse III correspond à une telle ilménite.

Ainsi que l'ont montré P. de Béthune et H. Martin (1966), le pigment de l'épidotite de Libramont n'est pas de l'ilménite comme le supposait Schoep (1931), mais peut être rapporté au graphite.

K A O L I N I T E (Tableau IX, Planche VIII, D)

La *kaolinite* a été observée à deux reprises dans des veinules millimétriques d'échantillons d'amphibolites de La Mouline (R 17, R 18). Les analyses qui en ont été faites sous la sonde figurent au tableau X.

Il se pourrait que les spots observés dans certains phyllades à chloritoïde du Massif de Serpont (Planche VIII, D) soient également constitués de kaolinite, mais leur étude sous la sonde n'a jusqu'à présent

pas permis de le confirmer. On ne saurait toutefois ignorer la ressemblance que présentent ces spots avec les spots à kaolinite rétromorphiques d'andalousite observés par K. Theunissen (1970) dans des phyllades du Salmien à Vielsalm, et il est dès lors suggestif de penser qu'au Serpont on a également pu avoir affaire initialement à de l'andalousite. La présence d'andalousite rétromorphosée en muscovite dans certains phyllades à chloritoïde du Massif de Rocroi (Beugnies, communication orale lors de l'excursion dans le massif de Rocroi au printemps 76) et du Massif de Givonne (Beugnies 1960 et 1976) corrobore d'ailleurs cette hypothèse.

Au même titre que les minéraux, tels que le feldspath potassique ainsi que la pumpellyite, la prehnite, la laumontite etc. (qui seront décrits plus loin) la présence de kaolinite dans ces différentes roches de la région de Libramont doit être attribuée à une phase hydrothermale tardive,

M U S C O V I T E E T S E R I C I T E (Tableau X, figure 9)

Il n'est pas rare de rencontrer dans des roches pélitiques et calcopélitiques des lamelles de *muscovite* détritique parfois clairement orientées parallèlement à la stratification. Exceptionnellement nous avons recueilli dans la vallée de l'Our une roche qui n'était composée que de lamelles de muscovite empilées les unes sur les autres et parfois accolées à un grain de chlorite.

La muscovite néogène en belles lamelles semble par contre être beaucoup plus rare. Nous en avons observé quelques grains, associés à de la margarite dans un chloritoschiste du massif de Serpont (R30). Son analyse est reproduite au tableau X.

La *séricite* est très abondante dans de nombreux phyllades où elle a subi un réglage, ainsi que dans certaines cornéites. Elle est soit incolore, soit parfois légèrement verdâtre et faiblement pléochroïque dénotant alors une composition phengitique. Des profils sous la microsonde au travers de plages de séricite dans des phyllades à chloritoïde du massif de Serpont (R 32 et R 33) montrent que la séricite accomode une certaine teneur en soude; peut-être est-elle mélangée de paragonite.

P U M P E L L Y I T E (Tableau XI, figure 9, Planche IX, D).

Quelques échantillons de cornéites calcopélitiques de Serpont renferment un minéral d'aspect fibreux, à fort relief et à teintes d'interférences qui atteignent le jaune-orange du premier ordre. Il pourrait s'agir de *pumpellyite* (Planche IX, D). Si la sonde a tout de suite permis de s'assurer qu'il s'agit en effet d'un aluminosilicate calcique, les profils au travers de la plupart des grains témoignent toutefois d'une certaine hétérogénéité de composition en ce qui concerne la teneur en ferromagnésiens. De plus, les grains semblent parfois contenir de nombreuses microinclusions d'un matériel titané non identifié qui pourrait être du rutile. Malgré ces

difficultés, nous avons procédé à une analyse ponctuelle qui figure au tableau XI; le bilan global de l'analyse est manifestement déficitaire; néanmoins la formule de structure obtenue correspond relativement bien à celle de la pumpellyite. Nous croyons en définitive que ces données tendent à confirmer la présence de pumpellyite dans ces roches. L'incertitude qui subsiste ne pourra toutefois être levée que lorsqu'on disposera de meilleur matériel.

Les rapports texturaux de la pumpellyite apparaissent le mieux dans l'échantillon choisi pour l'étude sous la sonde. La biotite y est parfois partiellement chloritisée et le plagioclase clairement séricitisé. La pumpellyite est souvent étroitement associée à la biotite et semble parfois même se substituer à celle-ci en même temps que la chlorite par laquelle elle est alors finement interpénétrée. Dans ce cas elle renferme souvent de nombreuses micro-inclusions qui pourraient bien être du rutile. La pumpellyite est aussi fréquemment concentrée le long de fissures.

Ces diverses observations suggèrent clairement que la pumpellyite serait d'origine hydrothermale secondaire. La biotite aurait fourni la potasse de la séricite, le fer et le magnésium de la chlorite et de la pumpellyite et le titane du rutile, tandis que le plagioclase aurait fourni le calcium et l'aluminium de la pumpellyite et de la prehnite qui sera décrite dans le paragraphe suivant. La teneur en eau de la chlorite et de la pumpellyite serait d'origine hydrothermale.

P R E H N I T E (Tableau XII, figure 9, Planche IX, E)

Les quelques cornéites de Serpont qui renferment de la pumpellyite contiennent également accessoirement de la *prehnite* (Planche IX, E). Elle se distingue de la pumpellyite à laquelle elle est souvent étroitement associée, par des teintes d'interférences plus vives (teintes du deuxième ordre) et par son relief nettement moins élevé. Elle se présente généralement en agrégats d'assez petite taille et ne développe pas d'habitus particulier permettant de la repérer facilement. Malgré sa rareté nous avons pu néanmoins découvrir une plage homogène suffisamment grande pour en permettre l'analyse sous la sonde. Le résultat en figure au tableau XII.

S'il n'est pas possible d'exclure à priori l'hypothèse d'une genèse primaire dans le cadre d'un métamorphisme progressif, il est toutefois plus probable que la prehnite observée est comme la pumpellyite, d'origine secondaire. Quoiqu'il en soit, ce minéral reste trop exceptionnel pour que nous puissions en pousser plus loin l'interprétation.

L A U M O N T I T E

La *laumontite* a déjà été signalée à Serpont par Antun (1953). Nous avons pu l'identifier par diffractométrie dans deux échantillons de La Mouline où elle se présente fréquemment comme une matière encroûtante blanchâtre sur les joints de fracture des roches quartzoplagioclasiques, ou encore remplissant de très petites veinules au travers de celles-ci. Une lame mince dans une telle roche montre que la laumontite est présente uniquement dans les veinules et n'apparaît nulle part dans la roche encaissante. La lame mince ayant été colorée pour les feldspaths (D. Laduron 1966), montre que la laumontite prend comme le plagioclase une légère teinte rosâtre.

Dans la mesure où l'enduit blanchâtre sur les joints de fracture de nombreuses roches de la région de Libramont est constitué de laumontite, ce minéral pourrait être beaucoup plus abondant qu'il ne paraît à première vue. Etant confinée exclusivement dans des veinules, son origine est vraisemblablement liée à une phase hydrothermale tardive, qui en dégradant les silicates calciques des roches avoisinantes a pu ainsi mobiliser le calcium qui entre dans sa composition.

L'observation de la laumontite, comme celle du feldspath potassique, de la kaolinite, de la pumpellyite et de la prehnite est trop sporadique pour permettre d'établir entre ces minéraux un rapport génétique; on peut suggérer toutefois que leur apparition est due à une même phase hydrothermale tardive qui serait aussi responsable des chloritisations fréquemment observées.

M A R G A R I T E (Tableaux XIII, Planche X, C et D)

La *margarite* est un minéral métamorphique très rare en Ardenne. Il a récemment été signalé par Beugnies (1976) dans le massif de Givonne. Nous en avons également découvert dans quelques phyllades du massif cambrien de Serpont.

L'analyse chimique de deux de ces roches (Tableau XIV, R 30 et R 36), dont elle est un composant accessoire, montre que ce minéral y est trop peu abondant pour que sa présence se manifeste dans la teneur en Ca de la roche. Elle s'y présente en petites lamelles porphyroblastiques qui, par leur relief élevé font penser à première vue à du chloritoïde, mais qui s'en distinguent toutefois nettement par leurs teintes d'interférences plus vives ainsi que par leur allongement. La margarite montre parfois des macles polysynthétiques.

Dans un séricitoschiste à ilménite (R 36), la margarite se présente en lamelles isolées d'assez grande taille, mais généralement très fines. Certains grains sont accolés à des lamelles d'ilménite sur lesquelles ils semblent croître de manière épitaxique (Planche X, C et D).

Ailleurs, dans un chloritoschiste très quartzeux (R 30), la margarite, légèrement plus abondante, se présente parfois en petits amas de fines lamelles enchevêtrées. Les analyses des margarites de cette roche figurent

au Tableau XIIIa. Certains quartzophyllades plissés du sondage des anomalies (LM 251), contiennent également un peu de margarite, qui dans les niveaux quartzeux se présente en lamelles isolées, parfois maclées, et généralement assez épaisses, et qui dans les passées phylladeuses se concentrent en petits amas nodulaires contournés par la schistosité (Tableau XIIIb).

Comme il s'agit d'un minéral observé pour la première fois dans la zone métamorphique de Libramont, nous avons tenu à l'étudier sous la sonde en multipliant les analyses ponctuelles. Les profils enregistrés montrent de très faibles variations de la teneur en calcium, clairement compensée par de la soude. Le zonage observé est toutefois irrégulier et ne montre aucune tendance particulière. Le calcul des moyennes et de l'écart type pour les deux séries d'analyses (Tableau XIIIa et b) montre qu'en fait, les margarites d'une même roche ont une composition chimique très semblable. Comme pour tous les minéraux hydratés, nous avons déterminé la teneur en eau par le détour de la formule de structure, que l'on calcule sur la base anhydre de 22 oxygènes et à laquelle on ajoute 4 OH suivant la formule théorique généralement acceptée. Le total des analyses ainsi calculées laisse cependant subsister un déficit voisin de 4 %. Si nous avons calculé, ainsi qu'on le fait parfois, la teneur en H₂O par différence, cette teneur aurait été approximativement doublée. Craignant une erreur analytique dans nos premières mesures, nous avons répété et multiplié les mesures. Quoiqu'elles aient été exécutées indépendamment des premières, les nouvelles mesures ont simplement confirmé les premiers résultats comme le démontre la comparaison des analyses 1 à 4 et 5 à 9 entre elles. Le matériel dont nous disposons ne nous permettant pas de pousser plus loin l'étude de cette question, nous avons reproduit ces analyses telles quelles.

G R A P H I T E (Planches II, III et V)

Malgré que nous n'ayons pu l'identifier par diffractométrie, nous rapportons au graphite le pigment opaque que l'on observe dans la plupart de nos roches. P. de Béthune et H. Martin (1966) ont montré qu'il s'agissait de carbone dans le cas des épidotites.

Dans les roches pélitiques il constitue un pigment diffus et peu important. Par contre il est très abondant dans les épidotites et certaines amphibolites et roches à grenat, auxquelles il confère des teintes sombres. Son abondance y est parfois telle, qu'il opacifie fortement les lames minces de ces roches. Ce graphite trouve vraisemblablement son origine dans des substances organiques transformées en carbone.

Le graphite est souvent fortement concentré sous forme d'un épais liséré sur le pourtour de certains porphyroblastes comme le grenat (Planche V) ou les macules (planche III, A, B, C). Le grenat ne renferme pas d'inclusions de graphite et les macules contiennent généralement beaucoup moins de graphite que la matrice environnante. Il est donc suggestif de penser que ces minéraux l'aient refoulé lors de leur croissance. Par contre, le graphite est souvent inclus à l'intérieur de minéraux comme l'amphibole et la chlorite et peut parfois préserver au travers de ces grains l'image d'une

texture ou d'une structure antérieure. C'est ainsi que dans les roches à amphiboles chloritisées, le graphite dessine la forme de gerbes à travers des grains de chlorite qui remplacent l'amphibole. Ici aussi nous pensons que l'amphibole a pu refouler le graphite sur de petites distances et le concentrer entre ses fibres (voir Planche II, C).

Lorsqu'il a cristallisé dans une roche riche en graphite, le grenat pyrénéite est souvent parfaitement idiomorphe et ne renferme que de très fines inclusions le long de ces arêtes de croissance; par contre, le grenat est généralement moins nettement idiomorphe et souvent bourré d'inclusions dans des plages sans graphite. Ces observations suggèrent que le graphite exercerait une influence sur le mode de cristallisation du grenat.

Z I R C O N

Le zircon est un minéral accessoire de nombreuses roches étudiées et semble toujours être d'origine détritique. Ces grains sont en effet généralement de forme arrondie et ne semblent pas avoir recristallisé. Si le zircon se présente généralement en grains isolés, il arrive parfois de le voir se concentrer dans de petits lits à tel point qu'il y souligne même la stratification.

Inclus dans des minéraux comme la biotite et l'amphibole on le repère rapidement grâce au halo pléochroïque dont il s'entoure. On veillera toutefois à ne pas confondre le zircon avec l'allanite qui développe également des halos pléochroïques dans ces minéraux et qui est couramment présente dans toutes les roches qui contiennent de l'épidote.

S P H È N E (Planche II, A)

Le sphène est un minéral accessoire qui s'observe fréquemment dans les épidotites (voir P. de Béthune et H. Martin, 1966) et les amphibolites où il atteint parfois une taille de quelques centaines de microns. Bien qu'ils soient clairement néogènes, les grains sont toutefois rarement idiomorphes. Le sphène peut parfois se concentrer dans de petits niveaux, soulignant ainsi la stratification (Planche II, A). Le sphène se rencontre également, mais beaucoup plus rarement, dans certaines cornéites de Serpont et de Freux ainsi que dans des phyllades du Moulin de Remagne.

T O U R M A L I N E

La Tourmaline est un minéral accessoire très commun des roches étudiées. Elle se présente soit en grains détritiques montrant en général une couronne d'accroissement développant ses formes propres, soit plus fréquemment en grains idiomorphes résultant vraisemblablement de la

recristallisation de grains détritiques originels.

La tourmaline est particulièrement abondante dans certaines veines de quartz de Notre-Dame-de-Lorette et du Moulin de Remagne (Corin F., 1931) et peut atteindre parfois une taille millimétrique. Vandendriessche (1941) voyait dans ces veines à tourmaline la manifestation d'un phénomène éruptif. Nous croyons plutôt qu'il s'agit d'un phénomène de ségrégation latérale dans le milieu métamorphique, la tourmaline ayant migré de la roche encaissante vers la veine. La concentration anormalement élevée en tourmaline que nous observons dans certains phyllades du Moulin de Remagne corrobore cette hypothèse.

M A G N E T I T E

La magnétite est relativement rare; dans nos roches elle n'est présente en assez grande quantité que dans certaines cornéites de Freux où ses cristaux octaédriques peuvent atteindre plusieurs centaines de microns. Elle est toutefois généralement de plus petite taille et ses grains sont xénoblastiques. Vandendriessche (1941) signale la présence de magnétite dans certains phyllades verts de Remagne.

R U T I L E (Planche X, C et D)

Le rutile est un minéral accessoire de nombreuses roches pélitiques et s'observe en général plus régulièrement dans les roches de la zone à chlorite que dans la zone à biotite où il a vraisemblablement réagi soit pour donner naissance à de l'ilménite ou du sphène soit encore pour entrer dans la composition de la biotite.

Dans les phyllades à ilménite du Massif de Serpont on a maintes fois observé la pseudomorphose partielle ou totale de l'ilménite par du rutile (Planche X, C, D).

S U L F U R E S

La *pyrite* est un minéral accessoire qui se présente parfois en cristaux cubiques de taille millimétrique, identifiables à l'oeil nu. Plus souvent toutefois, comme dans certaines amphibolites, elle est de plus petite taille et ses grains sont de forme irrégulière.

Nous avons identifié une fois la *chalcopyrite* dans une lame polie d'une cornéite de Freux. La présence de cuivre et de soufre y a été vérifiée sous la sonde.

La *pyrrhotine* a été observée notamment au Serpont (Sondage des anomalies, Antun, 1954, 1971). Antun qui décrit les lamelles d'exsolution de *pentlandite* dans la *pyrrhotine* d'Asselborn, au Grand Duché, attribue la *pyrrhotine* à la transformation de la pyrite sédimentaire sous l'effet du métamorphisme.

A P A T I T E (Planche XI)

L'apatite est un minéral accessoire que l'on n'a observé que très rarement dans les roches étudiées. Elle est probablement plus fréquente que nos observations ne nous permettent de le supposer, mais il est en effet difficile de reconnaître son relief dans un agrégat à grain fin et on risque de la confondre avec le quartz. Il en est ainsi de l'apatite identifiée sous la sonde (Planche VIII, B) dans un phyllade à chloritoïde et grenat du Moulin de Remagne (LM 488).

On a rencontré l'apatite sous trois formes différentes :

- a. en grains détritiques, ne manifestant pas de recristallisation;
- b. en grains recristallisés ayant une tendance à développer leurs formes propres. Ce type d'apatite se concentre parfois à l'intérieur de petites veinules, montrant qu'elle peut facilement migrer;
- c. en grains d'origine fossile qui constituent les débris d'ostracodermes observés dans certaines amphibolites (Planche XI) (Cfr. Antun, 1954). Ici, l'apatite apparaît en grains de très petite taille, souvent de forme arrondie et ne semble pas avoir subi de recristallisation importante. Les structures des débris fossiles ont ainsi été remarquablement conservées. Dans ce type d'apatite la présence de phosphore a été vérifiée sous la sonde.

TABLEAU I : ANALYSES CHIMIQUES DE BIOTITES

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8
	(R22)	(R24)	(239)	(R19)	(258)	(R31)	(252)	(241)
SiO ₂	36.2	36.8	36.1	35.7	37.6	37.2	37.2	39.1
TiO ₂	1.5	1.6	1.4	1.3	1.5	1.7	1.3	1.2
Al ₂ O ₃	18.5	17.2	18.3	19.2	17.6	16.6	18.3	17.0
FeO*	21.0	20.5	18.6	18.9	18.6	18.8	17.5	12.6
MnO	0.1	0.3	0.3	0.4	0.4	0.1	0.4	0.4
MgO	8.7	9.9	9.1	10.0	10.5	10.9	11.4	14.6
CaO	0.1	nd						
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	0.1	nd	nd	nd
K ₂ O	7.6	9.6	8.4	9.1	8.9	9.1	8.9	9.6
H ₂ O°	(3.9)	(4.0)	(3.9)	(3.9)	(4.0)	(3.9)	(4.0)	(4.1)
Total	97.6	99.9	96.1	98.5	99.2	98.3	99.0	98.6

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 22 oxygènes

Si	5.58	5.59	5.62	5.45	5.67	5.68	5.59	5.78
Al	2.42	2.41	2.38	2.55	2.33	2.32	2.41	2.22
	<u>8.00</u>							
Al	0.94	0.68	0.98	0.90	0.81	0.66	0.83	0.74
Ti	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17	0.19	0.15	0.14
Fe*	2.71	2.61	2.42	2.41	2.34	2.39	2.20	1.56
Mn	0.01	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05
Mg	1.99	2.24	2.12	2.28	2.35	2.49	2.56	3.21
	<u>5.82</u>	<u>5.74</u>	<u>5.71</u>	<u>5.79</u>	<u>5.72</u>	<u>5.75</u>	<u>5.79</u>	<u>5.70</u>
Ca	0.01	nd						
Na	nd	nd	nd	nd	0.03	nd	nd	nd
K	1.49	1.86	1.67	1.76	1.72	1.77	1.70	1.81
	<u>1.50</u>	<u>1.86</u>	<u>1.67</u>	<u>1.76</u>	<u>1.75</u>	<u>1.77</u>	<u>1.70</u>	<u>1.81</u>
OH°	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 4.00 dans la formule de structure.

B1 (LM202) Cornéïte ; La Mouline

B2 (LM244) Cornéïte ; Freux

B3 (LM239) Cornéïte ; Serpont

B4 (LM240) Cornéïte ; Serpont

B5 (LM258) Cornéïte ; Serpont

B6 (LM246) Phyllade ; Moulin de Remagne

B7 (LM252) Cornéïte ; Serpont

B8 (LM241) Chloritoschiste à biotite et épidote ; Freux

TABLEAU IIa : ANALYSES CHIMIQUES DE CHLORITES

	Ch1 (R33)	Ch2 (R32)	Ch3 (R30)	Ch4 (R19)	Ch5 (251)	Ch6 (R31)	Ch7 (252)	Ch8 (241)
SiO ₂	23.2	23.5	24.3	24.9	24.8	25.6	25.1	25.9
Al ₂ O ₃	24.2	24.1	24.0	22.3	23.8	21.7	21.8	22.3
FeO*	32.6	31.9	25.1	24.1	23.8	23.6	21.5	16.4
MnO	0.8	0.8	1.3	0.6	0.2	0.3	0.7	0.7
MgO	8.5	9.0	13.8	14.6	15.4	16.6	18.2	20.1
H ₂ O°	<u>(11.1)</u>	<u>(11.2)</u>	<u>(11.5)</u>	<u>(11.3)</u>	<u>(11.5)</u>	<u>(11.5)</u>	<u>(11.5)</u>	<u>(11.6)</u>
Total	100.4	100.5	100.0	97.8	99.5	99.3	98.8	97.0

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 28 Oxygènes

Si	5.00	5.03	5.09	5.29	5.15	5.34	5.22	5.35
Al	<u>3.00</u>	<u>2.97</u>	<u>2.91</u>	<u>2.71</u>	<u>2.85</u>	<u>2.66</u>	<u>2.78</u>	<u>2.65</u>
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	3.15	3.14	3.02	2.90	2.99	2.67	2.59	2.79
Fe*	5.89	5.73	4.39	4.29	4.14	4.12	3.75	2.84
Mn	0.14	0.15	0.23	0.11	0.04	0.05	0.12	0.12
Mg	<u>2.75</u>	<u>2.89</u>	<u>4.33</u>	<u>4.62</u>	<u>4.76</u>	<u>5.16</u>	<u>5.64</u>	<u>6.19</u>
	11.93	11.91	11.97	11.92	11.93	12.00	12.10	11.94
OH°	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)

*Tout le fer a été calculé comme Feo

°H₂O calculé pour ajouter OH = 16.00 dans la formule de structure.

- Ch1 (LM245) Phyllade ; Bois de Mochamp
- Ch2 (LM243) Phyllade ; Séviscourt
- Ch3 (LM242) Phyllade ; Bois de Hambeau
- Ch4 (LM240) Cornéïte ; Serpont
- Ch5 (LM251) Phyllade ; Domaine de Waransart
- Ch6 (LM246) Phyllade ; Moulin de Remagne
- Ch7 (LM252) Cornéïte ; Serpont
- Ch8 (LM241) Chloritoschiste à biotite et épidote ; Freux

TABLEAU Iib : ANALYSES CHIMIQUES DE CHLORITES

	Ch9 (R25-29)	Ch10 (254)	Ch11 (R13)	Ch12 (R17)	Ch13 (R18)	Ch14 (R11)
SiO ₂	25.6	25.6	25.8	25.4	25.8	26.1
TiO ₂	tr	nd	tr	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	20.9	23.2	21.6	21.7	22.3	22.2
FeO*	24.8	23.8	23.4	23.8	23.0	22.9
MnO	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
MgO	14.7	15.0	15.0	16.1	16.3	17.4
H ₂ O°	<u>(11.2)</u>	<u>(11.6)</u>	<u>(11.3)</u>	<u>(11.4)</u>	<u>(11.6)</u>	<u>(11.7)</u>
Total	97.6	99.6	97.5	98.7	99.3	100.6

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 28 Oxygènes

Si	5.47	5.31	5.48	5.34	5.36	5.34
Al	<u>2.53</u>	<u>2.69</u>	<u>2.52</u>	<u>2.66</u>	<u>2.64</u>	<u>2.66</u>
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	2.73	3.00	2.88	2.70	2.82	2.70
Fe*	4.43	4.14	4.14	4.19	4.00	3.91
Mn	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.06
Mg	<u>4.67</u>	<u>4.64</u>	<u>4.73</u>	<u>5.05</u>	<u>5.04</u>	<u>5.31</u>
	11.91	11.86	11.82	11.99	11.91	11.98
OH°	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)	(16.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 16.00 dans la formule de structure

Ch 9 (LM146)	Amphibolite entièrement chloritisée ;	La Mouline
Ch10 (LM254)	Amphibolite ;	Recogne
Ch11 (LM166)	Amphibolite ;	La Mouline
Ch12 (LM203)	Amphibolite ;	La Mouline
Ch13 (LM167)	Amphibolite ;	La Mouline
Ch14 (LM144)	Amphibolite ;	Libramont

TABLEAU IIIa. : ANALYSES CHIMIQUES D'AMPHIBOLES

	Am1	Am2	Am3	Am4	Am5	Am6	Am7	Am8
	(R6)	(R18)	(R6)	(R13)	(R11)	(R13)	(R17)	(254)
SiO ₂	51.6	50.6	49.5	49.4	48.0	47.7	46.2	47.5
TiO ₂	nd	0.1	nd	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	3.8	5.5	6.0	6.8	7.8	8.0	8.4	9.2
FeO*	14.5	15.2	13.7	15.9	17.1	16.1	17.3	16.8
MnO	0.7	0.4	0.6	0.6	0.4	0.7	0.4	0.5
MgO	15.3	12.2	14.1	11.7	10.0	10.4	11.5	8.5
CaO	12.3	11.6	11.9	11.5	11.4	11.4	11.5	11.7
Na ₂ O	0.3	0.4	nd	0.2	0.7	0.5	0.8	0.6
K ₂ O	nd	0.1	nd	nd	0.2	nd	0.2	0.2
H ₂ O°	(2.1)	(2.0)	(2.1)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)
Total	100.6	98.1	97.9	98.2	97.8	97.0	98.5	97.2

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 23 Oxygènes

Si	7.46	7.50	7.32	7.36	7.24	7.22	6.96	7.18
Al	0.54	0.50	0.68	0.64	0.76	0.78	1.04	0.82
	<u>8.00</u>							
Al	0.11	0.46	0.38	0.55	0.62	0.64	0.46	0.83
Ti	0.00	0.01	nd	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Fe*	1.75	1.89	1.69	1.97	2.16	2.03	2.18	2.13
Mn	0.09	0.05	0.07	0.08	0.05	0.08	0.05	0.06
Mg	3.32	2.70	3.12	2.56	2.24	2.35	2.57	1.92
	<u>5.27</u>	<u>5.11</u>	<u>5.26</u>	<u>5.18</u>	<u>5.09</u>	<u>5.13</u>	<u>5.28</u>	<u>4.97</u>
Ca	1.91	1.84	1.88	1.83	1.84	1.85	1.86	1.89
Na	0.08	0.11	nd	0.05	0.20	0.15	0.23	0.19
K	nd	0.02	nd	nd	0.04	nd	0.04	0.04
	<u>1.99</u>	<u>1.97</u>	<u>1.88</u>	<u>1.88</u>	<u>2.08</u>	<u>2.00</u>	<u>2.13</u>	<u>2.12</u>
OH°	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour donner OH = 2.00 dans la formule de structure.

Am1, 3 (LM128) Amphibolite ; Libramont
 Am2 (LM167) Amphibolite ; La Mouline
 Am4, 6 (LM166) Amphibolite ; La Mouline
 Am5 (LM144) Amphibolite ; Libramont
 Am7 (LM203) Amphibolite ; La Mouline
 Am8 (LM254) Amphibolite ; Recogne

TABLEAU IIIb. : ANALYSES CHIMIQUES D'AMPHIBOLES

	Am9 (R18)	Am10 (R11)	Am11 (R6)	Am12 (R11)	Am13 (R11)	Am14 (254)
SiO ₂	47.0	47.1	45.1	44.8	43.6	43.9
TiO ₂	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2
Al ₂ O ₃	10.2	10.4	10.5	11.1	11.6	12.7
FeO*	16.8	16.3	16.7	18.7	19.4	18.8
MnO	0.4	0.4	0.8	0.4	0.4	0.6
MgO	10.1	10.0	10.7	8.5	7.3	7.9
CaO	11.5	11.5	11.9	11.3	11.3	9.8
Na ₂ O	0.7	0.7	0.9	0.9	0.9	0.8
K ₂ O	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3
H ₂ O°	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(1.9)	(2.0)
Total	99.1	98.9	99.2	98.2	97.1	97.0

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 23 Oxygènes

Si	6.98	7.00	6.75	6.82	6.74	6.73
Al	1.02	1.00	1.25	1.18	1.26	1.27
	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>
Al	0.76	0.81	0.60	0.81	0.85	1.02
Ti	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02
Fe*	2.09	2.03	2.09	2.37	2.50	2.42
Mn	0.05	0.05	0.01	0.05	0.06	0.08
Mg	2.24	2.21	2.41	1.92	1.69	1.80
	<u>5.16</u>	<u>5.12</u>	<u>5.15</u>	<u>5.18</u>	<u>5.13</u>	<u>5.34</u>
Ca	1.83	1.83	1.92	1.83	1.87	1.62
Na	0.21	0.20	0.25	0.25	0.27	0.24
K	0.04	0.05	0.05	0.05	0.09	0.06
	<u>2.08</u>	<u>2.08</u>	<u>2.22</u>	<u>2.13</u>	<u>2.23</u>	<u>1.92</u>
OH°	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 2.00 dans la formule de structure.

Am9	(LM167) ; Amphibolite ; La Mouline
Am10, 12, 13	(LM144) ; Amphibolite ; Libramont
Am11	(LM128) ; Amphibolite ; Libramont
Am14	(LM254) ; Amphibolite ; Recogne

TABLEAU IIIc. : ANALYSES CHIMIQUES D'AMPHIBOLES

	Am15 (R17)	Am16 (254)	Am17 (256)	Am18 (256)	Am19 (256)	Am20 (256)
SiO ₂	45.4	42.7	43.4	43.1	42.9	44.0
TiO ₂	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
Al ₂ O ₃	12.8	13.1	13.1	13.3	13.9	14.1
FeO*	17.1	19.2	17.9	19.7	18.1	18.5
MnO	0.4	0.7	0.5	0.4	0.5	0.5
MgO	9.8	7.5	7.4	7.5	7.3	7.3
CaO	11.4	11.3	11.3	10.3	11.3	11.5
Na ₂ O	0.8	0.9	0.8	0.8	0.9	0.8
K ₂ O	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
H ₂ O°	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)
Total	100.2	98.0	96.9	97.6	97.5	99.3

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 23 Oxygènes

Si	6.69	6.55	6.67	6.61	6.56	6.60
Al	1.31	1.45	1.33	1.39	1.44	1.40
	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>
Al	0.91	0.91	1.04	1.01	1.07	1.09
Ti	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe*	2.11	2.46	2.30	2.53	2.32	2.32
Mn	0.05	0.09	0.07	0.05	0.07	0.06
Mg	2.15	1.71	1.69	1.70	1.67	1.63
	<u>5.24</u>	<u>5.20</u>	<u>5.13</u>	<u>5.32</u>	<u>5.16</u>	<u>5.13</u>
Ca	1.79	1.86	1.86	1.69	1.85	1.85
Na	0.24	0.26	0.25	0.23	0.25	0.24
K	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
	<u>2.09</u>	<u>2.18</u>	<u>2.16</u>	<u>1.98</u>	<u>2.16</u>	<u>2.15</u>
OH°	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 2.00 dans la formule de structure

Am15 (LM203) Amphibolite ; La Mouline

Am16 (LM254) Amphibolite ; Recogne

Am17, 18, 19, 20 (LM256) Amphibolite ; La Mouline

TABLEAU IVa. : ANALYSES CHIMIQUES D'EPIDOTES

	Ep1 (R2)	Ep2 (R2)	Ep3 (R2)	Ep4 (R2)	Ep5 (R2)	Ep6 (R1)	Ep7 (R1)
SiO ₂	40.2	40.4	39.7	39.7	39.5	38.7	39.2
Al ₂ O ₃	33.1	32.0	31.8	30.5	30.5	29.5	29.2
Fe ₂ O ₃ *	1.1	1.9	2.0	3.8	4.1	4.1	4.9
MnO	0.05	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	nd
CaO	24.0	23.8	23.8	23.7	23.5	23.8	24.1
H ₂ O°	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(2.0)	(1.9)	(1.9)
Total	100.5	100.2	99.4	99.8	99.8	98.3	99.3

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 25 Oxygènes

Si	6.06	6.12	6.07	6.08	6.07	6.05	6.07
Al	5.87	5.72	5.73	5.51	5.51	5.43	5.33
Fe ³⁺ *	0.12	0.21	0.23	0.44	0.48	0.49	0.57
	<u>5.99</u>	<u>5.93</u>	<u>5.96</u>	<u>5.95</u>	<u>5.99</u>	<u>5.92</u>	<u>5.90</u>
Mn	0.006	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	nd
Ca	3.88	3.86	3.90	3.89	3.86	3.98	4.00
	<u>3.89</u>	<u>3.88</u>	<u>3.92</u>	<u>3.91</u>	<u>3.88</u>	<u>4.01</u>	<u>4.00</u>
OH°	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)	(2.00)

*Tout le fer a été calculé comme Fe₂O₃

°H₂O calculé pour ajouter OH = 2.00 dans la formule de structure

Ep1-5 (LM142) Epidotite ; Libramont ; 1-3 zoïsites ; 4-5 clinozoïsites
 Ep6-7 (LM129) Epidotite ; Libramont

TABLEAU IVb. : ANALYSES CHIMIQUES D'EPIDOTES

	Ep8 (R2)	Ep9 (R6)	Ep10 (R2)	Ep11* (241)	Epa* ‡
SiO ₂	39.2	38.4	38.5		38.92
TiO ₂	nd	nd	nd		0.27
Al ₂ O ₃	30.2	28.2	27.8	24.1	28.50
Fe ₂ O ₃ *	5.0	7.2	7.5	11.4	6.21
FeO	-	-	-	-	0.37
MnO	0.2	nd	0.1	0.5	0.30
CaO	23.5	24.2	23.5		23.51
Na ₂ O	nd	nd	nd		0.02
H ₂ O°	(2.0)	(1.9)	(1.9)		2.16
Total	100.1	99.9	99.3		100.26

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 25 Oxygènes

Si	6.03	5.97	6.02		6.000
Ti	nd	nd	nd		0.032
Al	5.47	5.17	5.12	4.61	5.180
Fe ³⁺ *	0.57	0.84	0.88	1.39	0.720
	<u>6.04</u>	<u>6.01</u>	<u>6.00</u>	<u>6.00</u>	<u>5.932</u>
Fe ²⁺	-	-	-		0.048
Mn	0.02	nd	0.02		0.040
Ca	3.87	4.03	3.93		3.884
Na	nd	nd	nd		0.006
	<u>3.89</u>	<u>4.03</u>	<u>3.95</u>		<u>3.978</u>
OH°	(2.00)	(2.00)	(2.00)		2.222

*Tout le fer a été calculé comme Fe₂O₃, sauf pour l'analyse Epa
 °H₂O calculé pour ajouter OH = 2.00 dans la formule de structure, sauf
 pour l'analyse Epa

*Formule de structure partielle anhydre calculée sur base de 9 oxygènes

‡Formule de structure calculée sur base de 26 (O,OH).

Ep8, 10 (LM142) Epidotite ; Libramont. Bord et centre d'un grain de
 clinozoïsite zoné

Ep9 (LM128) Amphibolite ; Libramont

Ep11 (LM241) Chloritoschiste à biotite et épidote ; Freux.
 Analyse partielle

Epa Libramont, Antun, 1955.

TABLEAU Va : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

Step-scan dans un grenat (G1) d'une épidote (R1)
(Partie centrale)

	1	2	3	4	5	6	7	8
d°	10	70	230	410	450	490	510	530
SiO ₂	37.5	37.5	37.5	37.5	37.6	37.7	37.8	37.7
Al ₂ O ₃	20.6	20.6	20.7	20.8	20.8	20.9	21.0	20.9
FeO*	13.7	13.2	13.4	15.4	17.1	18.1	18.1	17.4
MnO	16.5	16.3	15.7	14.0	13.3	12.3	12.1	11.4
MgO	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.2
CaO	10.1	11.2	11.6	11.5	10.4	10.2	10.7	11.5
Total	98.6	99.1	99.1	99.5	99.6	99.7	100.0	99.1

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.09	6.05	6.06	6.03	6.04	6.05	6.04	6.07
Al	3.93	3.93	3.93	3.95	3.94	3.95	3.96	3.97
Fe*	1.85	1.78	1.81	2.06	2.31	2.43	2.41	2.34
Mn	2.27	2.24	2.14	1.90	1.81	1.68	1.64	1.55
Mg	0.05	0.06	0.05	0.08	0.09	0.11	0.08	0.05
Ca	1.75	1.93	2.00	1.99	1.79	1.75	1.84	1.98
	5.92	6.01	6.00	6.03	6.00	5.97	5.97	5.92
Alm.	31.3	29.6	30.2	34.2	38.5	40.7	40.4	39.5
Spess.	38.3	37.3	35.7	31.5	30.2	28.1	27.5	26.2
Pyr.	0.8	1.0	0.8	1.3	1.5	1.8	1.3	0.8
Gross.	29.6	32.1	33.3	33.0	29.8	29.3	30.8	33.4

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°Distance du centre de la section exprimée en microns.

1-8 (LM129) Epidotite ; Grenat en "roue de chariot". Libramont
voir figures 6b, 7a et 8a et le tableau Vb.

TABLEAU Vb : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

Step-scan dans un grenat (G1) d'une épidote (R1)

(Partie externe)

	9	10	11	12	13	14	15	16
d°	550	570	590	610	630	650	670	675
SiO ₂	37.9	37.8	38.0	37.8	38.0	38.1	38.0	38.1
Al ₂ O ₃	21.6	21.2	21.1	21.1	21.2	21.2	21.3	20.5
FeO*	16.4	15.7	15.4	15.0	14.1	13.1	8.0	8.7
MnO	11.5	11.2	11.0	10.7	9.7	9.4	10.0	14.1
MgO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.3
CaO	12.2	13.4	13.8	15.0	16.3	18.8	21.9	15.7
Total	99.8	99.5	99.5	99.8	99.4	100.7	99.2	97.4

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.03	6.03	6.06	6.01	6.03	5.98	5.99	6.14
Al	4.05	3.99	3.96	3.96	3.97	3.92	3.96	3.90
Fe*	2.18	2.10	2.06	2.00	1.88	1.72	1.05	1.17
Mn	1.55	1.51	1.49	1.44	1.31	1.25	1.34	1.93
Mg	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.00	0.08
Ca	2.08	2.29	2.35	2.55	2.78	3.17	3.69	2.71
	5.86	5.96	5.95	6.04	6.00	6.16	6.08	5.89
Alm.	37.2	35.2	34.6	33.1	31.3	27.9	17.3	19.9
Spess.	26.5	25.3	25.0	23.8	21.8	20.3	22.0	32.8
Pyr.	0.9	1.0	0.8	0.8	0.5	0.3	0.0	1.4
Gross.	35.5	38.4	39.5	42.2	46.3	51.5	60.7	46.0

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°Distance au centre de la section exprimée en microns.

9-16 (LM129) Epidotite ; Grenat en "roue de chariot". Libramont
voir figures 6b, 7a et 8a et tableau Va.

TABLEAU Vc : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	17	18	19	20	21	22	23	24
	(R11)	(R11)	(R11)	(R11)	(R13)	(R13)	(R13)	(R13)
	G2-1	G2-2	G2-3	G2-4	G3-1	G3-2	G3-3	G3-4
SiO ₂	37.8	37.5	37.5	37.8	38.3	38.1	38.0	38.0
Al ₂ O ₃	21.7	21.7	21.4	21.3	20.7	21.3	21.2	20.9
FeO*	19.4	16.0	18.2	16.1	14.7	15.0	14.7	20.3
MnO	11.0	14.6	12.4	9.4	11.9	14.5	14.0	10.8
MgO	0.4	0.2	0.3	0.3	0.06	0.2	0.06	0.5
CaO	9.6	9.6	10.0	12.6	14.1	11.3	11.9	8.8
Total	99.9	99.6	99.8	97.5	99.8	100.4	99.9	99.3

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.04	6.02	6.02	6.10	6.10	6.05	6.06	6.11
Al	4.08	4.10	4.03	4.05	3.88	3.99	3.98	4.00
Fe*	2.59	2.14	2.44	2.18	1.95	1.99	1.97	2.74
Mn	1.48	1.98	1.69	1.29	1.61	1.96	1.89	1.47
Mg	0.10	0.05	0.08	0.08	0.01	0.04	0.01	0.13
Ca	1.64	1.65	1.72	2.17	2.40	1.92	2.03	1.52
	5.81	5.82	5.93	5.72	5.97	5.91	5.90	5.86
Alm.	44.6	36.7	41.2	38.0	32.6	33.7	33.3	46.8
Spess.	25.5	34.1	28.5	22.5	27.0	33.2	32.0	25.1
Pyr.	1.8	0.8	1.4	1.4	0.2	0.7	0.2	2.2
Gross.	28.2	28.4	29.0	38.0	40.2	32.5	34.3	26.0

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

17-20 (LM144) Amphibolite ; Grenat G 2 idioblastique, pointés 1-3 à l'intérieur, pointé 4 sur le bord. Libramont
voir figures 7c et 8c.

21-24 (LM166) Amphibolite ; Grenat G 3 poeciloblastique, pointés 1-3 à l'intérieur, pointé 4 sur le bord. La Mouline
voir figures 7d et 8d.

TABLEAU Vd : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	25	26	27	28	29	30	31	32
	(R 6)	(R18)	(R18)	(R17)	(256)	(256)	(256)	(256)
	G4	G5-1	G5-2	G6	G7-1	G7-2	G8-1	G8-2
SiO ₂	38.0	37.9	37.9	36.9	37.8	37.7	37.6	37.6
Al ₂ O ₃	22.2	21.6	21.6	21.6	21.6	21.7	21.0	21.3
FeO*	14.3	15.1	18.8	14.2	20.1	22.4	20.3	20.9
MnO	10.6	18.3	11.1	19.5	10.0	9.7	10.5	10.3
MgO	0.2	0.5	0.4	0.2	0.4	0.6	0.5	0.5
CaO	14.6	7.8	11.2	6.5	10.2	7.9	8.6	8.5
Total	99.9	101.2	101.0	98.9	100.1	100.0	98.5	99.1

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.00	6.02	6.00	6.00	6.03	6.03	6.09	6.06
Al	4.12	4.05	4.02	4.14	4.06	4.10	4.01	4.05
Fe*	1.89	2.00	2.49	1.93	2.68	3.00	2.75	2.82
Mn	1.41	2.46	1.49	2.68	1.35	1.31	1.45	1.41
Mg	0.05	0.12	0.10	0.05	0.09	0.13	0.12	0.11
Ca	2.47	1.32	1.90	1.13	1.74	1.35	1.49	1.47
	5.82	5.90	5.98	5.79	5.86	5.79	5.81	5.81
Alm.	32.5	33.9	41.7	33.3	45.7	51.7	47.4	48.5
Spess.	24.2	41.7	24.9	46.2	23.1	22.7	24.9	24.2
Pyr.	0.9	2.0	1.7	0.9	1.5	2.3	2.0	1.9
Gross.	42.4	22.3	31.8	19.5	29.6	23.3	25.7	25.3

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

25 (LM128) Amphibolite ; Grenat G 4 subidioblastique. Libramont
voir figures 7b et 8b

26-27 (LM167) Amphibolite à ostracodermes ; Grenat G 5 idioblastique,
pyrénéite, pointé 1 au centre, pointé 2 au bord. La Mouline
voir figures 7e et 8e

28 (LM203) Amphibolite ; Grenat G 6 idioblastique, pyrénéite.
La Mouline

29-30 (LM256) Amphibolite ; Grenat G 7 poeciloblastique et idioblastique,
pointé 1 au centre, pointé 2 au bord. La Mouline

31-32 (LM256) Amphibolite ; Grenat G 8 poeciloblastique et idioblastique,
pointé 1 au centre, pointé 2 au bord. La Mouline.

TABLEAU Ve : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	33	34	35	36	37	38	39	40
	(254)	(254)	(25-29)	(25-29)	(25-29)	(26)	(22)	(22)
	G9-1	G9-2	G10	G11-1	G11-2	G12	G13	G14
SiO ₂	38.4	36.9	38.2	38.2	38.2	38.5	38.3	38.4
Al ₂ O ₃	20.8	21.1	21.6	20.2	20.6	22.0	21.8	21.8
FeO*	14.3	19.8	16.0	17.5	19.5	17.5	15.7	17.5
MnO	9.7	10.8	14.9	13.1	13.5	15.3	18.5	17.5
MgO	0.1	0.5	0.6	0.2	0.5	0.3	0.5	0.5
CaO	15.4	8.9	10.2	10.0	6.9	7.9	5.5	5.2
Total	98.7	98.0	101.5	99.2	99.2	101.5	100.3	100.9

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.13	6.02	6.01	6.16	6.16	6.07	6.10	6.10
Al	3.92	4.05	4.01	3.84	3.92	4.08	4.10	4.09
Fe*	1.91	2.71	2.11	2.36	2.63	2.30	2.10	2.33
Mn	1.31	1.49	1.99	1.78	1.84	2.04	2.50	2.35
Mg	0.02	0.12	0.14	0.05	0.13	0.08	0.11	0.12
Ca	2.64	1.56	1.72	1.73	1.20	1.33	0.95	0.88
	5.88	5.88	5.96	5.92	5.80	5.75	5.66	5.68
Alm.	32.6	46.1	35.4	39.9	45.3	40.0	37.2	41.0
Spess.	22.2	25.3	33.4	30.1	31.7	35.5	44.2	41.3
Pyr.	0.3	2.0	2.3	0.8	2.2	1.4	1.9	2.1
Gross.	44.9	26.6	28.9	29.2	20.6	23.1	16.8	15.5

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

- 33-34 (LM254) Amphibolite ; Grenat G 9 idioblastique, pointé 1 central, pointé 2 sur le bord. Recogne
- 35 (LM146) Amphibolite chloritisée ; Grenat G 10 idioblastique, pointé central. La Mouline
voir figures 7h et 8h
- 36-37 (LM146) Grenat G 11 dans la même lame, pointé 1 interne, pointé 2 sur le bord
- 38 (LM201) Grenatite ; Grenat G 12 en "roue de chariot". La Mouline
voir figures 7g et 8g
- 39 (LM202) Cornéïte ; Grenat G 13 idioblastique. La Mouline
voir figures 7f et 8f
- 40 (LM202) Grenat G 14 dans la même lame.

TABLEAU Vf : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	41	42	43	44	45	46	47	48
	(255)	(255)	(255)	(257)	(257)	(257)	(252)	(252)
	G15-1	G15-2	G15-3	G16-1	G16-2	G16-3	G17-1	G17-2
SiO ₂	37.7	37.6	38.1	37.3	37.6	38.0	37.7	38.1
Al ₂ O ₃	20.9	21.0	21.1	20.9	20.8	20.9	21.3	21.5
FeO*	13.4	17.8	16.5	14.7	14.6	17.6	15.9	16.3
MnO	17.5	13.8	12.8	18.1	17.5	15.2	16.1	15.4
MgO	0.2	0.4	0.3	0.5	0.3	0.5	0.6	0.6
CaO	8.9	8.6	10.9	6.5	8.2	7.4	6.8	7.6
Total	98.6	99.2	99.7	98.0	99.0	99.6	98.4	99.5

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.10	6.06	6.08	6.10	6.09	6.12	6.10	6.10
Al	3.99	4.00	3.97	4.02	3.96	3.96	4.07	4.06
Fe*	1.82	2.41	2.21	2.01	1.98	2.37	2.15	2.18
Mn	2.41	1.89	1.74	2.51	2.41	2.07	2.21	2.08
Mg	0.05	0.10	0.07	0.12	0.08	0.11	0.15	0.14
Ca	1.55	1.48	1.87	1.14	1.41	1.28	1.18	1.30
	5.83	5.88	5.89	5.78	5.88	5.83	5.69	5.70
Alm.	31.2	40.9	37.5	34.8	33.7	40.7	37.7	38.2
Spess.	41.3	32.1	29.6	43.5	41.2	35.5	38.9	36.5
Pyr.	0.9	1.8	1.1	2.1	1.4	1.9	2.6	2.5
Gross.	26.6	25.2	31.7	19.7	24.2	21.9	20.8	22.8

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

41-43 (LM255) Quartzite plagioclasique ; Grenat G 15 poeciloblastique, pointé 1 au bord, 2 à l'intérieur, 3 au centre. Libramont voir figures 7i et 8i

44-46 (LM257) Quartzite plagioclasique ; Grenat G 16 idioblastique à structure pyrénéite, pointé 1 au bord, 2 à l'intérieur, 3 au centre Forêt de Luchy voir figures 7j et 8j

47-48 (LM252) Cornéite; deux pointés sur un grenat G 17 de 40 microns. Serpont.

TABLEAU Vg : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	49 (250) G18	50 (250) G19	51 (32) G20	52 (32) G21	53 (30) G22	54 (30) G23	55 (490) G24	56 (487) G25
SiO ₂	37.6	37.4	38.3	37.1	36.8	37.3	37.3	35.7
Al ₂ O ₃	21.4	21.0	21.5	21.1	20.1	20.7	21.1	21.1
FeO*	25.9	25.4	21.6	21.2	15.2	15.1	21.7	21.0
MnO	13.6	13.6	17.5	18.4	22.6	22.8	16.4	17.5
MgO	0.8	0.8	0.4	0.3	0.4	0.4	0.0	0.0
CaO	1.6	1.6	2.0	1.7	2.4	2.5	4.9	4.8
Total	100.9	99.8	101.3	99.8	97.5	98.8	101.4	100.1

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	6.05	6.07	6.12	6.05	6.13	6.12	6.01	5.86
Al	4.06	4.03	4.06	4.06	3.95	4.00	4.00	4.09
Fe*	3.49	3.46	2.89	2.89	2.11	2.07	2.93	2.88
Mn	1.86	1.87	2.37	2.55	3.18	3.17	2.23	2.43
Mg	0.19	0.18	0.09	0.07	0.10	0.09	0.00	0.00
Ca	0.27	0.29	0.33	0.30	0.42	0.44	0.84	0.84
	<u>5.81</u>	<u>5.80</u>	<u>5.68</u>	<u>5.81</u>	<u>5.81</u>	<u>5.77</u>	<u>6.00</u>	<u>6.15</u>
Alm.	60.1	59.6	50.9	49.7	36.3	35.9	48.8	46.8
Spess.	31.9	32.2	41.7	43.9	54.7	54.9	37.2	39.5
Pyr.	3.2	3.2	1.5	1.2	1.8	1.6	0.0	0.0
Gross.	4.7	4.9	5.9	5.2	7.2	7.6	14.0	13.7

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

- 49-59 (LM250) Phyllade à biotite ; Libramont
 51-52 (LM243) Phyllade à chloritoïde ; Séviscourt
 53-54 (LM242) Phyllade à margarite ; Bois de Hambeau
 55-56 (LM490, 487) Phyllade à grenat ; Moulin de Remagne

TABLEAU Vh : ANALYSES CHIMIQUES DE GRENATS

	57 (486) G26	58 (488) G27	59 (488) G28	60 (489) G29	61 (489) G30-1	62 (489) G30-2	63 (491) G31	64 (491) G32
SiO ₂	36.2	34.7	34.7	37.0	37.1	37.4	37.3	36.2
Al ₂ O ₃	21.3	21.2	20.6	21.3	21.4	21.1	21.2	20.7
FeO*	18.5	20.8	20.5	21.7	20.7	21.9°	18.1	18.0
MnO	18.6	18.0	15.7	18.3	18.0	14.2	19.1	19.6
MgO	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
CaO	5.5	3.6	6.3	3.7	4.4	6.1	4.8	4.9
	<u>100.1</u>	<u>98.2</u>	<u>97.8</u>	<u>102.0</u>	<u>101.7</u>	<u>100.7</u>	<u>100.7</u>	<u>99.4</u>

FORMULE DE STRUCTURE : Base 24 Oxygènes

Si	5.91	5.81	5.83	5.95	5.96	6.02	6.01	5.95
Al	4.10	4.18	4.07	4.02	4.06	4.01	4.04	4.01
Fe*	2.53	2.91	2.87	2.91	2.77	2.95	2.45	2.48
Mn	2.57	2.55	2.23	2.49	2.44	1.94	2.62	2.73
Mg	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00
Ca	0.96	0.65	1.13	0.64	0.76	1.06	0.84	0.87
	<u>6.06</u>	<u>6.11</u>	<u>6.23</u>	<u>6.06</u>	<u>5.99</u>	<u>5.95</u>	<u>5.93</u>	<u>6.08</u>
Alm.	41.7	47.6	46.1	48.0	46.2	49.6	41.3	40.8
Spess.	42.4	41.7	35.8	41.1	40.7	32.6	44.2	44.9
Pyr.	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.3	0.0
Gross.	15.8	10.6	18.1	10.6	12.7	17.8	14.2	14.3

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

°Déterminé par mesure graphique sur profil.

26-32 (LM486, 488, 489, 491) Phyllades à grenat et chloritoïde ;

Moulin de Remagne. Les analyses 61 et 62 se rapportent, respectivement, au centre et au bord d'un même grenat G 30, voir figures 7k et 8k.

TABLEAU VI_b : ANALYSES CHIMIQUES DE CHLORITOIDES

	Cda [†]	Cdb	Cdc
SiO ₂	24.04	24.7	24.7
Al ₂ O ₃	37.50	40.9	40.7
Fe ₂ O ₃	5.12	-	-
FeO	22.74	24.1*	24.9*
MnO	1.18	1.9	1.1
MgO	2.00	1.5	1.0
H ₂ O	7.43	(7.3) [°]	(7.2) [°]
Total	100.00	100.4	99.6

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 12 Oxygènes

Si	2.004	2.03	2.05
Al	3.685	3.97	3.98
Fe ³⁺	0.321	-	-
	<u>4.006</u>		
Fe ²⁺	1.585	1.66*	1.73*
Mn	0.083	0.13	0.08
Mg	0.248	0.18	0.12
	<u>1.916</u>	<u>1.98</u>	<u>1.93</u>
OH	4.131	(4.00) [°]	(4.00) [°]

*Tout le fer a été calculé comme FeO

[°]H₂O calculé pour ajouter OH = 4.00 dans la formule de structure

[†]Formule de structure calculée sur base de 14 (O,OH)

Cda Serpont. Renard 1882. Anal. Klément. Analyse recalculée à 100 % après soustraction de 22,76 % de quartz

Cdb Ruisseau de l'Ourthe. L. Bustamente-Santa Cruz, 1974. an. 7

Cdc Ruisseau du Serpont. L. Bustamente-Santa Cruz, 1974. an. 8

TABLEAU VII : ANALYSES CHIMIQUES DE FELDSPATHS

	P1 1 (R13)	P1 2 (252)	P1 3 (252)	P1 4 (239)	P1 5 (R19)	Or 1 (R24)
SiO ₂	45.0	52.9	53.4	59.2	60.1	64.9
Al ₂ O ₃	35.6	30.8	30.0	25.3	25.6	17.4
CaO	18.6	12.2	12.1	7.7	5.9	nd
Na ₂ O	1.4	4.2	4.3	4.9	6.8	nd
K ₂ O	nd	0.1	0.01	0.2	nd	17.0
Total	100.6	100.2	99.8	97.3	98.4	99.3

FORMULE DE STRUCTURE : Base 32 Oxygènes

Si	8.27	9.55	9.66	10.75	10.79	12.11
Al	7.70	6.54	6.39	5.42	5.42	3.83
Ca	3.66	2.36	2.35	1.49	1.13	-
Na	0.49	1.48	1.49	1.73	2.35	-
K	-	0.01	0.002	0.05	-	4.05
Z	15.97	16.09	16.05	16.17	16.21	15.94
X	4.15	3.85	3.84	3.27	3.48	4.05
Or	nd	0.3	0.05	1.5	nd	100.0
Ab	11.8	38.4	38.8	52.9	67.6	-
An	88.2	61.3	61.2	45.6	32.4	-

P1 1 (LM166) Amphibolite ;	La Mouline
P1 2 (LM252) Cornéïte ;	Serpont
P1 3 (LM252) Cornéïte ;	Serpont
P1 4 (LM239) Veine de quartz et plagioclase dans une cornéïte ;	Serpont
P1 5 (LM240) Cornéïte ;	Serpont
Or 1 (LM244) Cornéïte ;	Freux

TABLEAU VIII : ANALYSES CHIMIQUES D'ILMENITES

	Il 1 (R13)	Il 2 (R25-29)	Il 3 (257)	Il 4 (R33)	Il 5 (R32)	Il 6 (486)
TiO ₂	51.8	52.2	50.0	51.9	50.8	47.8
FeO*	46.9	45.0	42.0	38.4	40.9	41.5
MnO	3.7	4.4	5.3	5.5	6.7	6.5
Total	102.4	101.6	97.3	95.8	98.4	95.8

FORMULE DE STRUCTURE : Base 6 Oxygènes

Ti	1.94	1.96	1.97	2.04	1.97	1.92
Fe	1.96	1.88	1.84	1.68	1.77	1.86
Mn	0.15	0.19	0.24	0.24	0.29	0.30
	<u>2.11</u>	<u>2.07</u>	<u>2.08</u>	<u>1.92</u>	<u>2.06</u>	<u>2.16</u>

*Tout le fer a été calculé comme FeO.

Il 1 (LM166)	Amphibolite ;	La Mouline
Il 2 (LM146)	Amphibolite entièrement chloritisée ;	La Mouline
Il 3 (LM257)	Quartzite feldspathique ;	Forêt de Luchy
Il 4 (LM245)	Phyllade ;	Bois de Mochamp
Il 5 (LM243)	Phyllade ;	Séviscourt
Il 6 (LM486)	Phyllade à chloritoïde et grenat ; Grain d'ilménite en inclusion dans un grenat.	Moulin de Remagne

TABLEAU IX

TABLEAU X

TABLEAU XI

TABLEAU XII

ANALYSES CHIMIQUES DE :

	KAOLINITES		MUSCOVITE	(?) PUMPELLYITE	PREHNITE
	Ka1 (R18)	Ka2 (R17)	Mu (R30)	Pu (258)	Pr (258)
SiO ₂	46.1	43.7	47.6	35.6	43.1
TiO ₂	nd	nd	0.3	tr	nd
Al ₂ O ₃	37.4	39.3	35.9	24.6	23.7
Fe ₂ O ₃	1.0*	nd	-	-	-
FeO	-	nd	0.9*	3.5*	0.8*
MnO	nd	0.2	tr	0.1	tr
MgO	nd	nd	0.3	2.4	nd
CaO	0.2	nd	1.9	22.1	26.3
Na ₂ O	nd	nd	0.5	tr	nd
K ₂ O	nd	nd	8.5	nd	nd
H ₂ O°	(13.7)	(13.5)	(4.6)	(6.2)	(4.3)
Total	98.4	96.7	100.5	94.5	98.2

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE :

Base :	14 Ox		22 Ox		49 Ox		22 Ox	
Si	4.04	3.90	Si	6.22	Si	12.05	Si	6.04
Al		0.10	Al	1.78				
	<u>4.04</u>	<u>4.00</u>		<u>8.00</u>	Al	9.81	Al	3.91
					Ti	0.01	Fe ²	0.10*
Al	3.87	4.03	Al	3.76		<u>9.82</u>		<u>4.01</u>
Fe ³	0.06*	nd	Ti	0.03				
Mn	nd	0.01	Fe ²	0.10*	Fe ²	0.99*		
Ca	0.02	nd	Mg	0.06	Mn	0.02		
	<u>3.95</u>	<u>4.04</u>		<u>3.95</u>	Mg	1.18		
						<u>2.19</u>		
			Ca	0.27				
			Na	0.12	Ca	7.99	Ca	3.95
			K	1.42	Na	0.02		
				<u>1.81</u>		<u>8.01</u>		
OH°	(8.00)	(8.00)		(4.00)		(14.00)		(4.00)

*Tout le fer a été calculé comme Fe₂O₃ ou comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 8.00, 4.00, 14.00 ou 4.00 à la formule de structure

Ka1 (LM167) Amphibolite ; La Mouline
 Ka2 (LM203) Amphibolite ; La Mouline
 Mu (LM242) Phyllade ; Bois de Hambeau
 Pu (LM258) Cornéite ; Serpont
 Pr (LM258) Cornéite ; Serpont

TABLEAU XIIIa : ANALYSES CHIMIQUES DE MARGARITES (R30)

	Ma 1	Ma 2	Ma 3	Ma 4	M	±
SiO ₂	32.8	31.9	31.5	31.4	31.9	0.64
TiO ₂	0.1	nd	nd	0.1	0.1	
Al ₂ O ₃	46.0	47.0	47.0	46.5	46.6	0.48
FeO*	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.07
CaO	10.4	9.8	9.8	9.7	9.9	0.32
Na ₂ O	1.7	2.0	1.8	1.6	1.8	0.19
K ₂ O	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.05
H ₂ O°	(4.4)	(4.4)	(4.3)	(4.3)	(4.4)	0.03
Total	96.0	95.4	94.9	94.1	95.2	

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 22 Oxygènes

Si	4.50	4.40	4.37	4.39	4.42
Al	3.50	3.60	3.63	3.61	3.59
	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>
Al	3.96	4.03	4.05	4.05	4.02
Ti	0.01			0.01	0.01
Fe*	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
	<u>4.01</u>	<u>4.05</u>	<u>4.09</u>	<u>4.09</u>	<u>4.06</u>
Ca	1.52	1.45	1.46	1.45	1.47
Na	0.44	0.54	0.49	0.44	0.48
K	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03
	<u>2.00</u>	<u>2.01</u>	<u>1.98</u>	<u>1.93</u>	<u>1.98</u>
OH°	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 4.00 dans la formule de structure.

Mal-4 (LM242) Phyllade ; Bois de Hambeau

M Moyenne et écart type des 4 analyses

TABLEAU XIIIb : ANALYSES CHIMIQUES DE MARGARITES (251)

	Ma 5	Ma 6	Ma 7	Ma 8	Ma 9	M	±
SiO ₂	31.8	31.9	31.8	30.8	31.1	31.5	0.53
TiO ₂	nd	tr	0.1	nd	nd	0.1	
Al ₂ O ₃	47.0	48.2	47.9	49.0	48.3	48.1	0.72
FeO*	tr	tr	0.1	0.1	0.1	0.1	
CaO	10.3	10.4	10.3	10.1	10.4	10.3	0.10
Na ₂ O	1.8	1.7	1.5	1.7	1.7	1.7	0.10
K ₂ O	0.3	0.1	0.2	nd	nd	0.2	
H ₂ O°	(4.4)	(4.4)	(4.4)	(4.4)	(4.4)	(4.4)	0.02
Total	95.6	96.7	96.3	96.1	96.0	96.4	

FORMULE DE STRUCTURE ANHYDRE : Base 22 Oxygènes

Si	4.39	4.34	4.34	4.21	4.27	4.31
Al	4.61	3.66	3.66	3.79	3.73	3.69
	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>
Al	4.02	4.06	4.05	4.11	4.07	4.06
Ti			0.01			0.01
Fe*			0.01	0.01	0.01	0.01
			<u>4.07</u>	<u>4.12</u>	<u>4.08</u>	<u>4.08</u>
Ca	1.51	1.51	1.51	1.49	1.53	1.51
Na	0.47	0.45	0.40	0.45	0.44	0.44
K	0.05	0.01	0.03			0.03
	<u>2.03</u>	<u>1.97</u>	<u>1.94</u>	<u>1.94</u>	<u>1.97</u>	<u>1.98</u>
OH°	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)	(4.00)

*Tout le fer a été calculé comme FeO

°H₂O calculé pour ajouter OH = 4.00 dans la formule de structure.

Ma5-9 (LM251) Phyllade ; Domaine de Waransart

M Moyenne et écart type des 5 analyses.

TABLEAU XIVA : ANALYSES CHIMIQUES D'EPIDOTTES

	R 1	R 2	R 3	R 4	R 5
SiO ₂	61.81	51.33	55.30	69.57	59.85
TiO ₂	0.82	0.53	0.40	0.62	0.50
Al ₂ O ₃	15.36	20.08	18.78	10.69	15.28
Fe ₂ O ₃	2.58	3.34	3.28	2.08	3.20
FeO	1.44	1.18	0.85	1.27	1.24
MnO	0.72	0.59	0.67	0.60	0.70
MgO	0.70	1.60	1.50	2.00	1.70
CaO	12.95	16.53	14.67	10.24	13.60
Na ₂ O	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05
K ₂ O	0.10	0.09	0.10	0.05	0.09
P ₂ O ₅	0.11	0.20	0.19	0.10	0.18
H ₂ O ⁺	1.96	1.57	1.45	0.11	0.00
H ₂ O ⁻	0.06	0.08	0.07	0.20	0.17
CO ₂	0.66	0.59	0.44	0.03	0.95
C	0.68	2.18	2.48	2.38	2.54
Total	99.99	99.93	100.24	100.00	100.05
<i>si</i>	222	142	168	296	198
<i>al</i>	33	33	34	27	30
<i>fm</i>	17	18	18	26	22
<i>c</i>	50	49	48	47	48
<i>alk</i>	0	0	0	0	0
<i>mg</i>	0.22	0.37	0.37	0.49	0.39
<i>k</i>	0.62	0.60	0.52	0.35	0.54
<i>co2</i>	3	2	2	0	4
<i>Rox</i>	0.62	0.72	0.78	0.60	0.70
Ca/(Ca+Na)	0.99	1	0.99	0.99	0.99
Ca	984	989	984	984	984
Na	6	5	8	11	7
K	10	7	8	6	9
A	388	388	399	313	370
C	501	496	486	483	477
F	112	116	115	204	153
A					
K					
F					
Aab					
Apar					
M	464	707	759	737	710

TABLEAU XIVb : ANALYSES CHIMIQUES D'AMPHIBOLITES

	R 6	R 7	R 8	R 9	R10	R11	R12
SiO ₂	63.89	57.98	48.41	71.13	67.78	60.26	76.41
TiO ₂	1.06	0.55	1.20	0.93	0.82	0.95	0.68
Al ₂ O ₃	15.60	17.89	23.89	11.99	13.94	18.02	8.90
Fe ₂ O ₃	1.55	2.41	1.20	1.01	1.00	0.50	0.64
FeO	2.03	2.21	4.47	2.48	3.02	4.17	3.27
MnO	0.38	0.57	0.52	0.58	0.29	0.35	0.26
MgO	2.03	2.20	2.20	1.65	2.08	2.25	2.05
CaO	10.95	12.30	14.14	8.04	8.75	10.75	6.40
Na ₂ O	0.24	0.29	0.63	0.43	0.40	0.59	0.37
K ₂ O	0.30	0.11	0.48	0.05	0.20	0.16	0.05
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.28	0.15	0.19	0.22	0.15
H ₂ O ⁺	0.77	1.60	1.85	0.31	0.20	1.20	0.90
H ₂ O ⁻	0.08	0.12	0.03	0.02	0.07	0.02	0.00
CO ₂	0.23	0.31	0.28	0.24	0.05	0.46	0.09
C	0.60	1.38	0.48	1.05	1.43	0.04	0.08
Total	99.88	100.07	100.06	100.06	100.22	99.94	100.25
<i>si</i>	232	184	126	325	274	199	402
<i>al</i>	33	33	37	32	33	35	28
<i>fm</i>	23	24	22	26	27	25	34
<i>c</i>	43	42	39	39	38	38	36
<i>alk</i>	2	1	2	2	2	2	2
<i>mg</i>	0.49	0.44	0.39	0.43	0.47	0.45	0.47
<i>k</i>	0.45	0.20	0.33	0.07	0.25	0.15	0.08
<i>co2</i>	1	1	1	1	0	2	1
<i>Rox</i>	0.41	0.50	0.19	0.27	0.23	0.10	0.15
Ca/(Ca+Na)	0.96	0.96	0.92	0.91	0.92	0.90	0.90
Ca	929	947	859	900	898	887	893
Na	39	42	94	93	77	96	98
K	32	11	47	7	25	17	9
A	366	379	384	348	351	364	289
C	437	429	406	402	393	380	370
F	197	192	210	250	255	256	341
A							
K							
F							
Aab							
Apar							
M	641	640	467	542	551	490	528

TABLEAU XIVc : ANALYSES CHIMIQUES D'AMPHIBOLITES

	R13	R14	R15	R16	R17	R18
SiO ₂	59.55	71.56	65.88	65.85	54.00	50.90
TiO ₂	0.60	0.82	0.63	0.75	1.24	0.85
Al ₂ O ₃	16.50	10.72	14.02	14.00	17.60	18.60
Fe ₂ O ₃	0.95	0.69	1.08	0.56	1.90	1.83
FeO	5.40	3.91	3.40	4.00	4.60	5.40
MnO	0.23	0.35	0.48	2.05	2.05	1.90
MgO	3.45	2.65	2.60	1.86	2.85	3.05
CaO	10.35	7.71	8.60	7.70	8.60	9.50
Na ₂ O	0.65	0.25	0.39	0.26	0.53	0.56
K ₂ O	0.20	0.15	0.11	0.22	0.14	0.12
P ₂ O ₅	0.18	0.10	0.25	0.33	0.24	1.02
H ₂ O ⁺	1.27	0.41	0.85	1.96	3.30	3.76
H ₂ O ⁻	0.19	0.07	0.31	0.52	1.40	1.80
CO ₂	0.00	0.28	0.28	0.00	0.02	0.03
C	0.03	0.56	0.96	0.11	2.75	1.95
Total	99.55	100.23	99.84	100.17	101.22	101.32
<i>si</i>	185	312	255	262	172	150
<i>al</i>	30	28	32	33	33	32
<i>fm</i>	33	35	31	33	36	36
<i>c</i>	35	36	36	33	29	30
<i>alk</i>	2	1	2	2	2	2
<i>mg</i>	0.49	0.49	0.49	0.33	0.38	0.38
<i>k</i>	0.17	0.28	0.16	0.36	0.15	0.12
<i>co2</i>	0	2	1	0	0	0
<i>Rox</i>	0.14	0.14	0.22	0.11	0.27	0.23
Ca/(Ca+Na)	0.90	0.94	0.92	0.94	0.90	0.89
Ca	877	920	904	908	880	876
Na	102	58	81	59	102	109
K	21	23	15	33	18	15
A	311	290	345	340	359	363
C	361	360	356	328	303	286
F	328	350	299	331	337	350
A						
K						
F						
Aab						
Apar						
M	532	547	577	453	525	502

TABLEAU XIVd : ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES CALCOPELITIQUES

	R19	R20	R21	R22	R23	R24
SiO ₂	50.35	58.85	58.75	59.60	56.10	58.20
TiO ₂	1.31	0.82	1.00	1.15	1.04	1.00
Al ₂ O ₃	24.60	16.20	16.00	17.20	18.00	18.70
Fe ₂ O ₃	0.96	2.86	4.45	1.22	2.37	2.70
FeO	4.77	3.22	3.50	6.25	5.65	5.10
MnO	0.25	0.36	0.46	0.57	0.20	0.14
MgO	2.72	4.30	4.10	3.25	4.70	2.76
CaO	6.97	6.75	5.50	5.10	3.40	2.58
Na ₂ O	4.75	2.20	2.33	0.99	3.72	2.25
K ₂ O	1.01	1.26	1.32	0.77	1.84	3.75
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.13	0.23	0.22	0.11
H ₂ O ⁺	1.62	2.13	2.08	3.01	2.23	2.17
H ₂ O ⁻	0.10	0.06	0.10	0.63	0.06	0.08
CO ₂	0.11	0.72	0.12		0.10	0.11
C				0.08		
Total	99.70	99.86	99.84	100.05	99.63	99.65
<i>si</i>	139	188	188	209	171	201
<i>al</i>	40	31	30	36	32	38
<i>fm</i>	25	37	41	40	42	36
<i>c</i>	21	23	19	19	11	10
<i>alk</i>	15	9	10	5	15	16
<i>mg</i>	0.45	0.55	0.48	0.42	0.51	0.39
<i>k</i>	0.12	0.27	0.27	0.34	0.25	0.52
<i>co2</i>	0	3	1	0	0	1
<i>Rox</i>	0.15	0.44	0.53	0.15	0.27	0.32
Ca/(Ca+Na)	0.43	0.59	0.55	0.73	0.31	0.36
Ca	402	508	472	639	251	212
Na	524	357	385	239	565	376
K	73	135	143	122	184	412
A	386	332	348	368	308	405
C	283	262	241	207	147	134
F	331	406	410	425	545	461
A	223	137	193	266	212	315
K	56	68	66	33	71	151
F	721	795	741	701	717	535
Aab	100	-132	-111	203	24	-105
Apar						
M	504	704	676	481	597	491

TABLEAU XIVE : ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES CALCOPELITIQUES

	R25	R26	R27	R28	R29
SiO ₂	52.30	64.75	62.80	62.40	52.80
TiO ₂	1.03	1.01	1.01	0.92	0.97
Al ₂ O ₃	19.00	10.15	17.85	17.75	15.30
Fe ₂ O ₃	1.33	1.82	1.27	1.89	3.15
FeO	8.55	10.70	5.20	4.22	8.90
MnO	1.16	4.50	0.09	0.15	1.55
MgO	4.20	1.20	2.05	3.05	4.90
CaO	3.15	2.70	1.58	1.48	2.90
Na ₂ O	2.22	0.03	1.51	1.56	1.02
K ₂ O	0.19	0.02	3.50	2.90	0.10
P ₂ O ₅	0.41	0.39	0.10	0.09	0.72
H ₂ O ⁺	4.62	1.90	2.17	3.13	5.05
H ₂ O ⁻	0.63	0.19	0.05	0.18	0.75
CO ₂	0.02	0.00	0.12	0.06	0.02
C	1.70	0.67			2.20
Total	100.51	100.03	99.30	99.78	100.33
<i>si</i>	162	261	258	249	167
<i>al</i>	35	24	43	42	29
<i>fm</i>	48	64	35	38	58
<i>c</i>	10	12	7	6	10
<i>alk</i>	7	0	15	13	3
<i>mg</i>	0.41	0.11	0.36	0.47	0.40
<i>k</i>	0.05	0.30	0.60	0.55	0.06
<i>co2</i>	0	0	1	0	0
<i>Rox</i>	0.12	0.13	0.18	0.29	0.24
Ca/(Ca+Na)	0.39	0.98	0.32	0.31	0.51
Ca	379	966	158	170	496
Na	588	24	333	373	473
K	33	10	508	457	31
A	354	282	452	449	335
C	104	100	86	79	76
F	541	618	463	472	589
A	314	227	378	390	305
K	6	1	143	112	3
F	680	772	479	498	692
<i>Aab</i>			116	200	
<i>Apar</i>					
M	467	167	413	563	495

TABLEAU XIVF : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES PELITIQUES

	R30	R31	R32	R33	R34	R35	R36
SiO ₂	56.70	63.95	55.85	52.75	55.90	51.30	46.25
TiO ₂	0.92	1.11	1.04	1.20	1.20	1.28	1.60
Al ₂ O ₃	16.00	16.05	22.95	24.95	22.90	29.00	33.35
Fe ₂ O ₃	1.25	2.55	1.20	1.05	2.25	1.75	2.15
FeO	10.45	4.05	7.10	7.60	5.80	2.55	0.70
MnO	0.86	0.09	0.49	0.43	0.23	0.05	0.06
MgO	6.20	3.25	1.90	1.80	0.98	1.80	0.62
CaO	0.08	0.18	0.02	0.06	0.14	0.09	0.01
Na ₂ O	0.16	0.71	0.66	1.06	0.30	0.88	0.60
K ₂ O	1.08	3.80	3.35	3.20	5.10	5.65	8.75
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.23	0.26	0.54	0.14	0.16
H ₂ O ⁺	5.84	3.41	3.94	4.10	4.13	4.02	4.71
H ₂ O ⁻	0.13	0.22	0.11	0.11	0.16	0.20	0.28
CO ₂	0.08	0.02	1.03	1.26	0.08	1.19	0.37
C							
Total	99.90	99.59	99.87	99.83	99.71	99.90	99.61
<i>si</i>	189	280	212	189	221	185	159
<i>al</i>	32	41	51	53	53	62	68
<i>fm</i>	65	45	38	36	32	22	11
<i>e</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>alk</i>	3	14	11	11	14	16	21
<i>mg</i>	0.47	0.47	0.28	0.26	0.18	0.43	0.29
<i>k</i>	0.82	0.78	0.77	0.67	0.92	0.81	0.91
<i>co2</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rox</i>	0.10	0.36	0.13	0.11	0.26	0.39	0.73
Na	184	221	230	335	82	191	94
K	816	779	770	665	918	809	906
A	326	468	549	561	624	732	902
C	0	0	0	0	0	0	0
F	674	532	451	439	376	268	98
A	318	405	497	513	525	611	667
K	24	134	95	87	158	166	260
F	657	460	408	401	316	223	73
Aab	286	154	425	455	353	530	607
Apar	277	15	372	378	312	436	436
M	514	588	323	297	231	557	612

TABLEAU XIVg :

	R a	R b	R c	R d
SiO ₂	64.46	48.61	69.34	55.82
TiO ₂	0.85	0.65		0.42
Al ₂ O ₃	11.84	21.69	12.07	19.67
Fe ₂ O ₃	4.48	5.18*	1.88	0.96
FeO	0.96		4.74	4.18
MnO	0.58	0.10		0.61
MgO	0.81	1.26	2.96	2.21
CaO	12.87	17.60	7.70	8.42
Na ₂ O	0.22	1.25	0.40	1.42
K ₂ O	0.10	0.42		0.39
P ₂ O ₅	0.33	0.36		0.69
H ₂ O ⁺	2.98		1.57	2.29
H ₂ O ⁻	0.15			
CO ₂				
C				4.80
Total	100.63	100.69°	100.66	101.88

*Tout le fer a été calculé sous la forme de Fe₂O₃

°Perte au feu: 3,57 % inclus

si	239	125	271	184
al	26	33	28	38
fm	22	15	38	27
c	51	48	32	30
alk	1	4	2	5
mg	0.21	0.32	0.45	0.41
k	0.23	0.18	0	0.15
co2	0	0	0	0
Rox	0.81		0.26	
Ca/(Ca+Na)	0.97	0.88	0.91	0.75
Ca	960	861	914	713
Na	31	114	86	243
K	9	25	0	44
A	297	358	288	394
C	592	580	353	318
F	111	62*	359	288
M	601	*	527	485

Ra Roche à Ouralite (Epidotite); Libramont ; D. Ledent, 1954
(Atlas des Roches éruptives de Belgique, An 115).

Rb Gabbro-porphyrict (Epidotite); Libramont ; A. Vandendriessche, 1941,
p. 62.

Rc Roche à amphibole et grenat ; Ourt ; A. Renard, 1882, p. 24

Rd Roche à amphibole et grenat ; St. Pierre ; A. Renard, 1882, p. 13

TABLEAU XV_a COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ROCHES ANALYSÉES ET SOUMISES A LA MICROSONDE

Numéro des Roches	Numéro des Lames-Minces Polies	Type pétrographique	No	Localité	Numéro des Echantillons	Minéraux												
						Quartz	Chlorite	Amphibole	Plagioclase	Epidote	Calcite	Grenat	Sphène	Séricite Xaolinite	Opacques Ilménite Pyrite	Graphite	Apatite	
ROCHES CALCIQUES																		
1	129	Epidotite	1	Libramont	ZMA11	Q"	-	-Am"	-	-	Ep ^{6,7} -	-	G1	(S)	-	-	Gr	-
2	142	Epidotite	1	Libramont	ZMA 5	Q"	-	-Am"	-	-	Ep ^{1,5} -	-	G	(S)	-	-	Gr	-
3	-	Epidotite	1	Libramont	ZMA 6	Q"	-	-Am"	-	-	Ep ^{8,10} -	-	G	(S)	-	-	Gr	-
4	-	Epidotite	1	Libramont	ZMA 8	Q"	-	-Am"	-	-	Ep	-	G	(S)	-	-	Gr	-
5	-	Epidotite	1	Libramont	ZMA 7	Q"	-	-Am"	-	-	Ep	-	G	(S)	-	-	Gr	-
6	128	Amphibolite	1	Libramont	ZMA 9	Q	-(Ch")	-Am ^{1,3,11} -	P1	Ep ⁹	-(Cc)	G4	(S)	-	-	-	(Gr)	-
7	143	Epidotite-amphibolite	1	Libramont	ZMA 2	Q	-	-Am	-(P1)	Ep	-	G	(S)	-	-	-	Gr	-
8	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA13	Q	-(Ch")	-Am	-	P1	Ep	-	G	(S)	-	-(Op)	-(Gr)	-
9	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA14	Q	-(Ch")	-Am	-	P1	Ep	-	G	(S)	-	-(Op)	-(Gr)	-
10	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA12	Q	-(Ch")	-Am	-	P1	Ep	-	G	(S)	-	-(Op)	-(Gr)	-
11	144	Amphibolite	1	Libramont	ZMA15	Q	-(Ch14")	-Am ^{5,10}	-	P1	Ep	-	G	(S)	-	-(Op)	-(Gr)	-
12	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA16	Q	-(Ch")	-Am ^{12,13}	-	P1	-(Ep)	-	G	(S)	-	-(Op)	-	-
13	166	Amphibolite	2	La Mouline	LMIIIB2	Q	-(Ch11")	-Am ^{4,6}	-	P1	Ep	-	G3	(S)	-	+(Il1)	-	-Ap-
14	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA10	Q	-(Ch")	-Am	-	P1	Ep	-	G	(S)	-	-	-	-
15	-	Amphibolite	1	Libramont	ZMA 3	Q	-	-Am	-	P1	-(Ep)	-	G	(S)	-	-	Gr	-
16	145	Amphibolite	1	Libramont	XD	Q	- ?	-Am	-	P1	Ep	-	G	-	-(Ser)	-(Op)	-	-
17	203	Amphibolite	2	La Mouline	LMIIIC3A	Q	-(Ch12")	-Am ^{7,15}	-	P1	-	-	G6	(S)	-(K2")	-	Gr	-Ap-
18	167	Amphibolite	2	La Mouline	LMIIIC7C	Q	-(Ch13")	-Am ^{2,9}	-	P1	-(Ep)	-	G5	(S)	-(K1")	-(Op)	Gr	-Ap-
-	254	Amphibolite	3	Recogne	8 CBR	Q	-(Ch19")	-Am ^{8,4,16}	-	P1	Ep	-	G9	(S)	-	-(Il,Py)	Gr	-
-	256	Amphibolite	2	La Mouline	LMIIIB5B	Q	-	-Am ^{11,20}	-	P1	-	-	G7,8	(S)	-	Il	-	-

" minéraux hystérogènes (en tout ou en partie)
 () minéraux accessoires
 (()) id très accessoires

TABLEAU XV_b COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ROCHES ANALYSÉES ET SOUMISES A LA MICROSONDE (Suite)

Numéro des Roches	Numéro des Lames-Minces Polies	Type pétrographique	Localité	Numéro des Echantillons	ROCHES CALCOPELITIQUES														
					Quartz	Sericite	Chlorite	Biotite	Plagioclase	Orthose	Epidote	Calcite	Grenat	Prehnite	Pumpellyite	Opaque Magnetite Ilménite Sphène Graphite	Apatite		
19	240	Cornéite	4 Serpont, sondage	18m6	- (Q) -	- Ch4 -	B4 -	P15 -	-	-	-	-	-	-	-	- (Op) -	-	-	
20		Cornéite nodulaire	5 Freux		- Q -	- Ch -	B -	P1 -	-	-	Ep -	Cc -	-	-	-	- (Mt) -	-	-	
21		Cornéite	5 Freux		- Q -	- Ch -	B -	P1 -	-	-	Ep -	-	-	-	-	- Mt -	-	-	
22	202	Cornéite à grenat	2 La Mouline	LMIIIA2	- Q -	- (?) -	(B1) -	P1 -	-	-	(?) -	-	G13, 14 -	-	-	- (Il) -	-	-	
23		Cornéite	5 Freux, sondage	24m2	- Q -	- Ch -	B -	P1 -	-	-	(Ep) -	-	-	-	-	- (Mt) -	-	-	
24	244	Cornéite	5 Freux, sondage	8m5	- Q -	- Ser -	(?) -	B2 -	P1 -	(Or") -	(Ep) -	(Cc) -	-	-	-	- (Mt) -	-	-	
	239	Cornéite	4 Serpont, sondage	8m2	- Q -	- Ch -	B3 -	P14 -	-	-	-	-	-	-	-	- Op -	-	-	
	252	Cornéite	4 Serpont, sondage	24m7	- Q -	- (Ch?) -	B7 -	P12, 3 -	-	-	-	(Cc) -	((G1?)) -	-	-	- (S) -	-	-	
	241	Chloritoschiste à biotite et épidote	5 Freux, sondage	46m8	- Q -	- Ch8 -	B8 -	-	-	-	-	Ep11 -	(Cc) -	-	-	- (S) -	-	-	
	258	Cornéite à pumpellyite et prehnite	4 Serpont, sondage	18m45	- Q -	-	-	B5 -	P1 -	-	-	-	-	-	-	- (Pr1") - (Pu1") -	(Mt) -	- (Ap) -	
25-29	146	Amphibolite, entièrement chloritisée, à grenat	2 La Mouline	LM1	- Q -	- Ch9" -	-	P1 -	-	-	-	-	G10, 11 -	-	-	- (Il2) -	Gr -	-	
	255	Quartzite à plagioclase et grenat	1 Libramont, sondage	28mC	- Q -	- Ch -	-	P1 -	-	-	-	-	G15 -	-	-	- (Il) -	(Gr) -	-	
	257	idem	6 Forêt de Luchy		- Q -	(?) -	Ch -	-	P1 -	-	-	-	G16 -	-	-	- (Il3) -	Gr -	-	
26	201	Grenatite	2 La Mouline	LMIIIB1A	- Q -	-	(?) -	-	? -	-	-	-	G12 -	-	-	- (Op) -	Gr -	-	
27		Cornéite	4 Serpont, sondage	13m3	- Q -	- Ser -	(Ch) -	B -	P1 -	-	-	-	-	-	-	- (Op) -	-	-	
28		Séricitoschiste à biotite	5 Freux, sondage	18m15	- Q -	- Ser -	(Ch) -	(B) -	P1 -	-	(Ep) -	-	-	-	-	- (Op) -	-	-	
	250	Phyllade feldspathique	1 Libramont, sondage	22m8	- Q -	- Ser -	? -	B -	P1 -	-	-	-	((G18, 19)) -	-	-	- (Op) -	(Gr) -	-	
29	voir : 25																		

" minéraux hétérogènes (en tout ou en partie)
() minéraux accessoires

TABLEAU XV_C COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ROCHES ANALYSÉES ET SOUMISES A LA MICROSONDE. (Fin)

Numéro des Roches	Numéro des Lames-Minces Polies	Type pétrographique	Localité	Numéro des Echantillons	Quartz	Séricite	Muscovite	Chlorite	Biotite	Chloritoïde	Plagioclase	Epidote	Grenat	Spinel	Margarite	?Kaelinite	Opaque	Ilménite	Rutilite	Pyrrhotite	Graphite
R	LM		No																		
ROCHES PELITIQUES																					
30	242	Phyllade à margarite	8 Bois de Hambeau	1318	- Q	- Mu1-	Ch3-	-	-	-	-	-	- (G22, 23)	-	- (Ma1-4)	-	-	-	-	-	- (Op)
31	246	Phyllade à biotite	7 Moulin de Remagne	MR8A	- Q	- Ser-	Ch6-	B6-	-	-	- (Pl)	- (Ep)	-	-	- (S)	-	-	-	-	-	- (Op)
32	243	Phyllade à chloritoïde et grenat	11 Séviscourt	Sév8	- Q	- Ser-	Ch2-	-	-	Cd2	-	-	-	-	- (G20, 21)	-	-	-	-	-	- Il5 - (Gr)
33	245	Phyllade à chloritoïde	12 Bois de Mèchamp		- Q	- Ser-	Ch7-	-	-	Cd1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- (Gr)
34		Phyllade à séricite et chlorite	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- (Op)
35		Phyllade à séricite	11 Séviscourt		- Q	- Ser-	(Ch)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- (Op)
36	170	Phyllade à margarite	9 La Queue de Bèlègne		- Q	- Ser-	(?)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	251	Phyllade à margarite	10 Waransart, sondage	14m	- Q	- Ser-	Ch5-	-	-	-	-	-	-	-	-	- (Ma5-9)	-	-	-	-	- (Pyr)
	487	Phyllade à grenat	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	-	-	-	- G25	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	490	Phyllade à grenat	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	-	-	-	- G24	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	486	Phyllade à chloritoïde et grenat	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	Cd3	-	-	- G26	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	488	idem	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	Cd4	-	-	- G27, 28	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	489	idem	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	Cd5, 6	-	-	- G29, 31	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)
	491	idem	7 Moulin de Remagne		- Q	- Ser-	Ch	-	-	Cd7	-	-	- G32, 33	-	-	-	-	-	-	-	- (Il)

" Minéraux hystérogènes
 () Minéraux accessoires

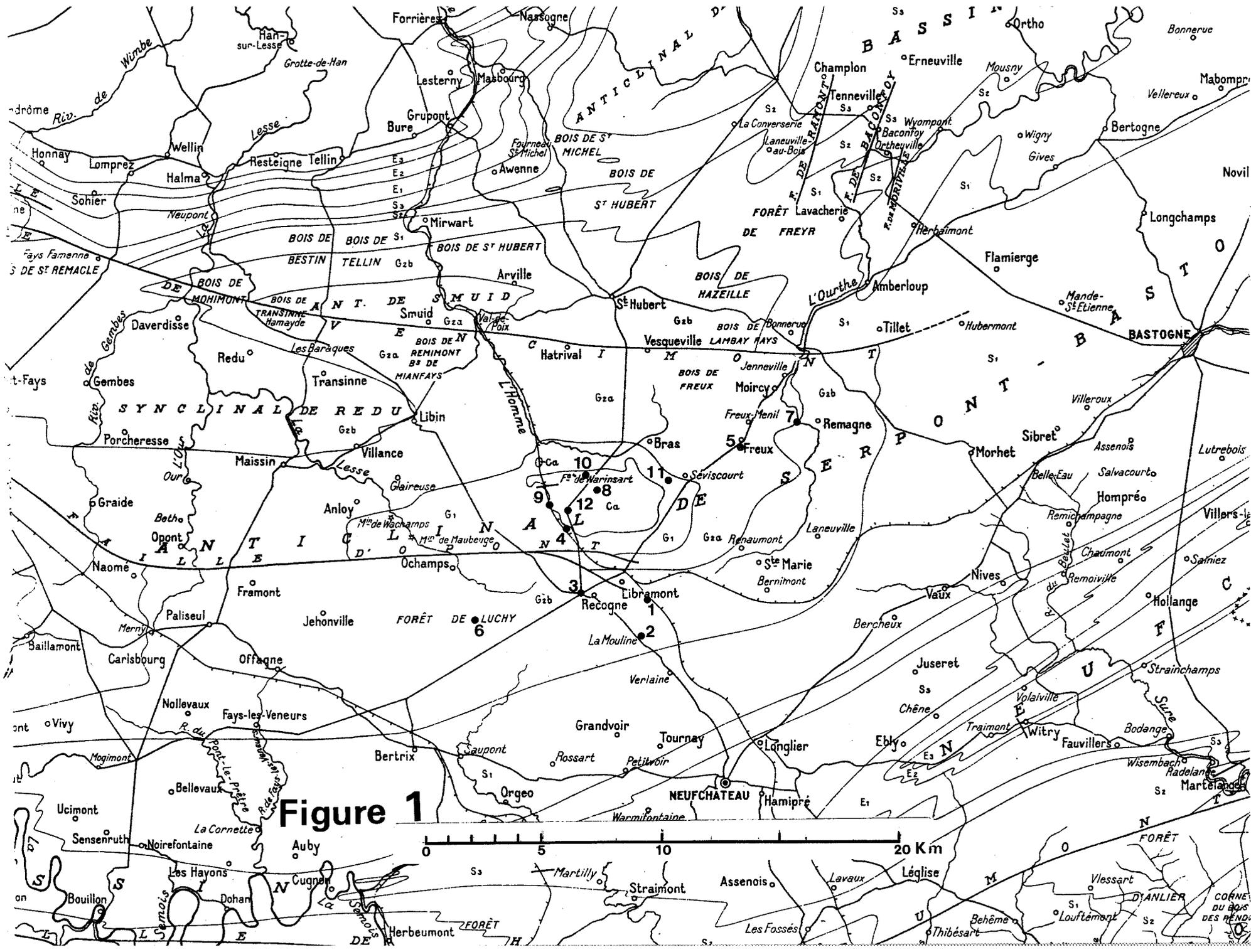


Figure 1

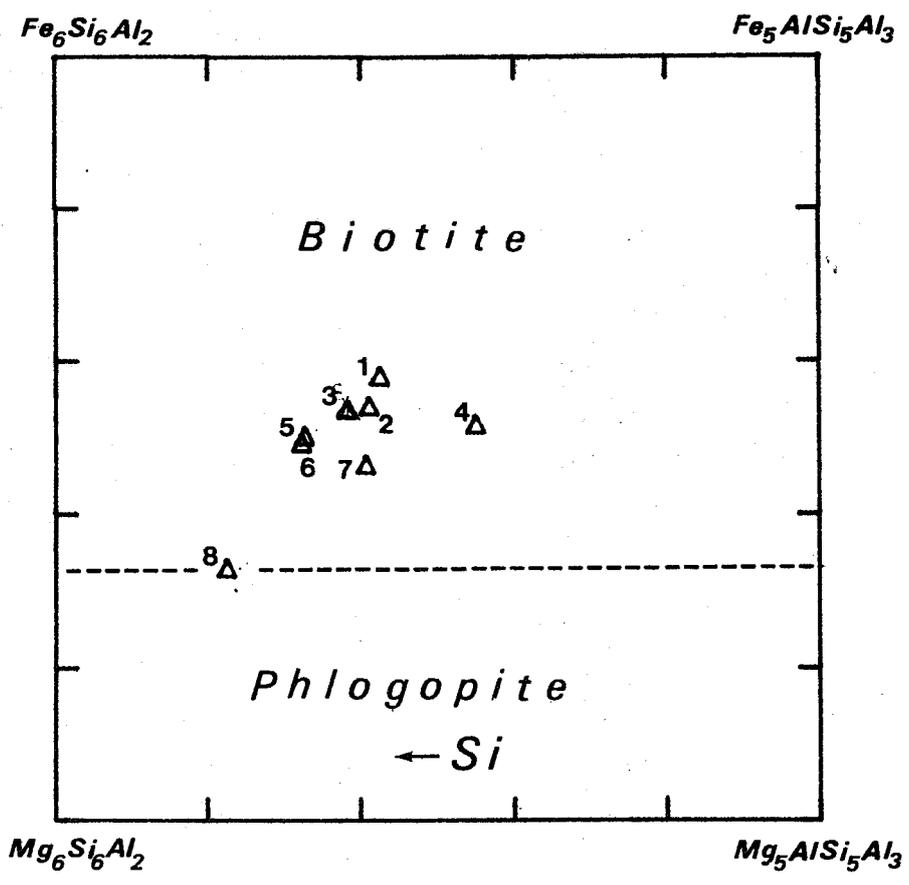
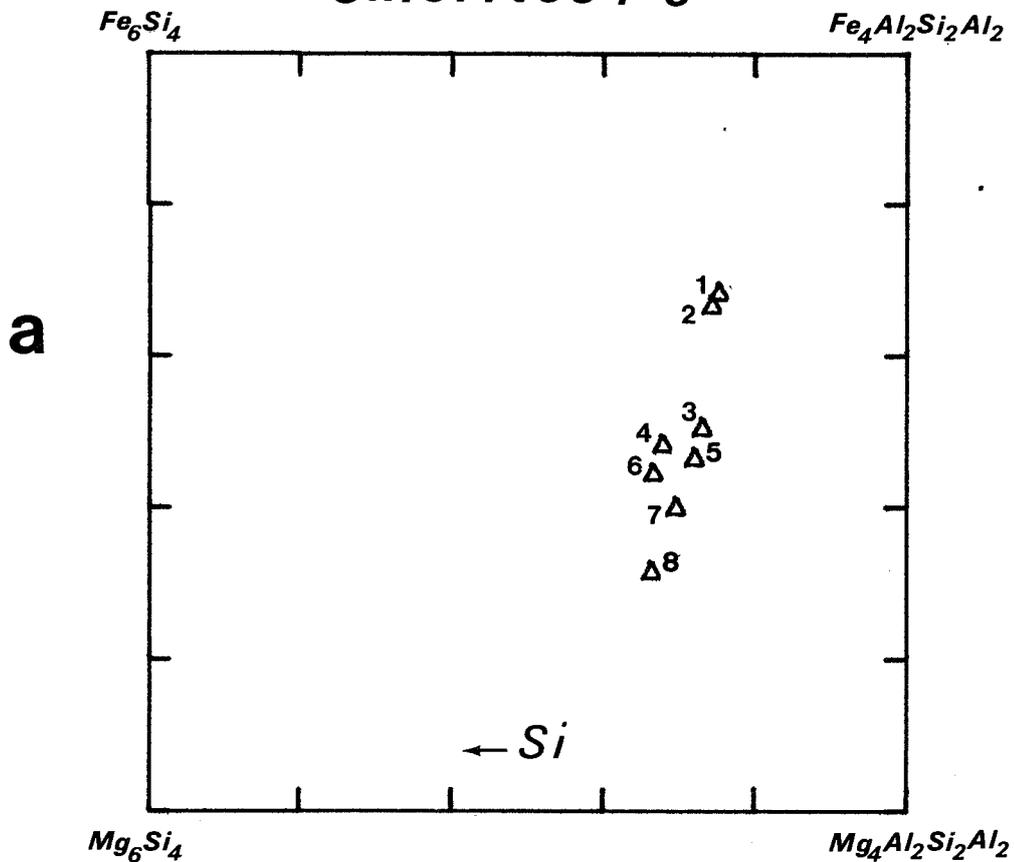


Figure 2

Chlorites 1-8



Chlorites 9-14

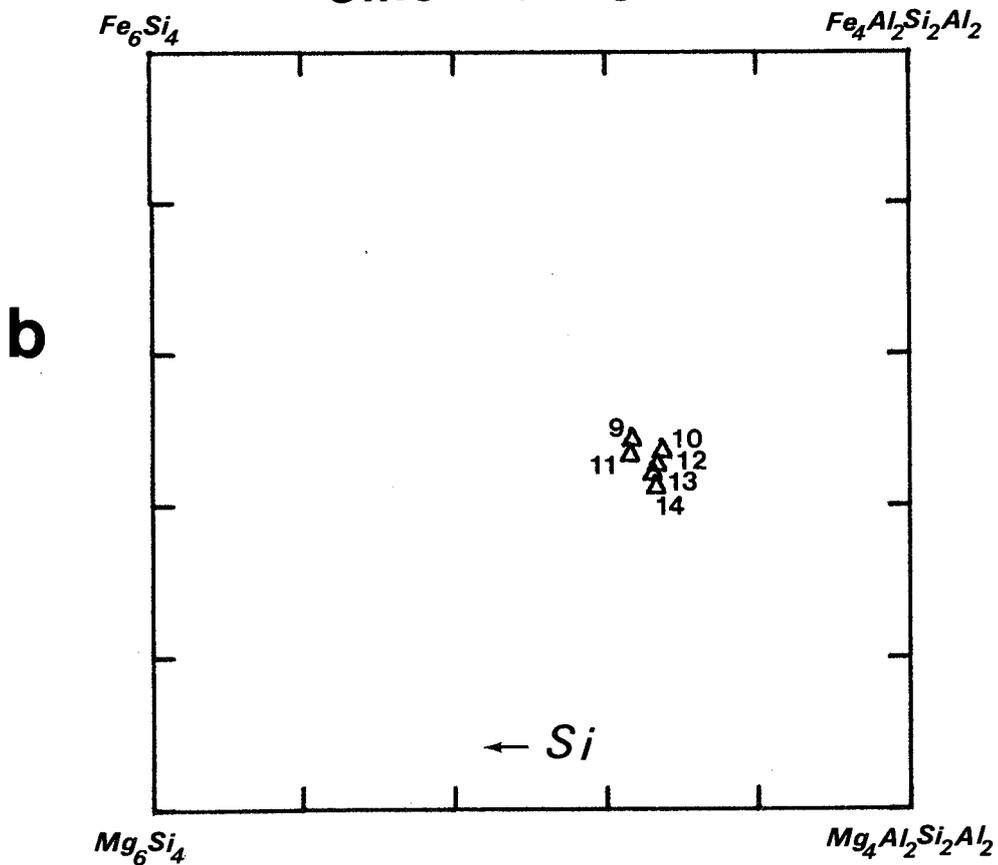
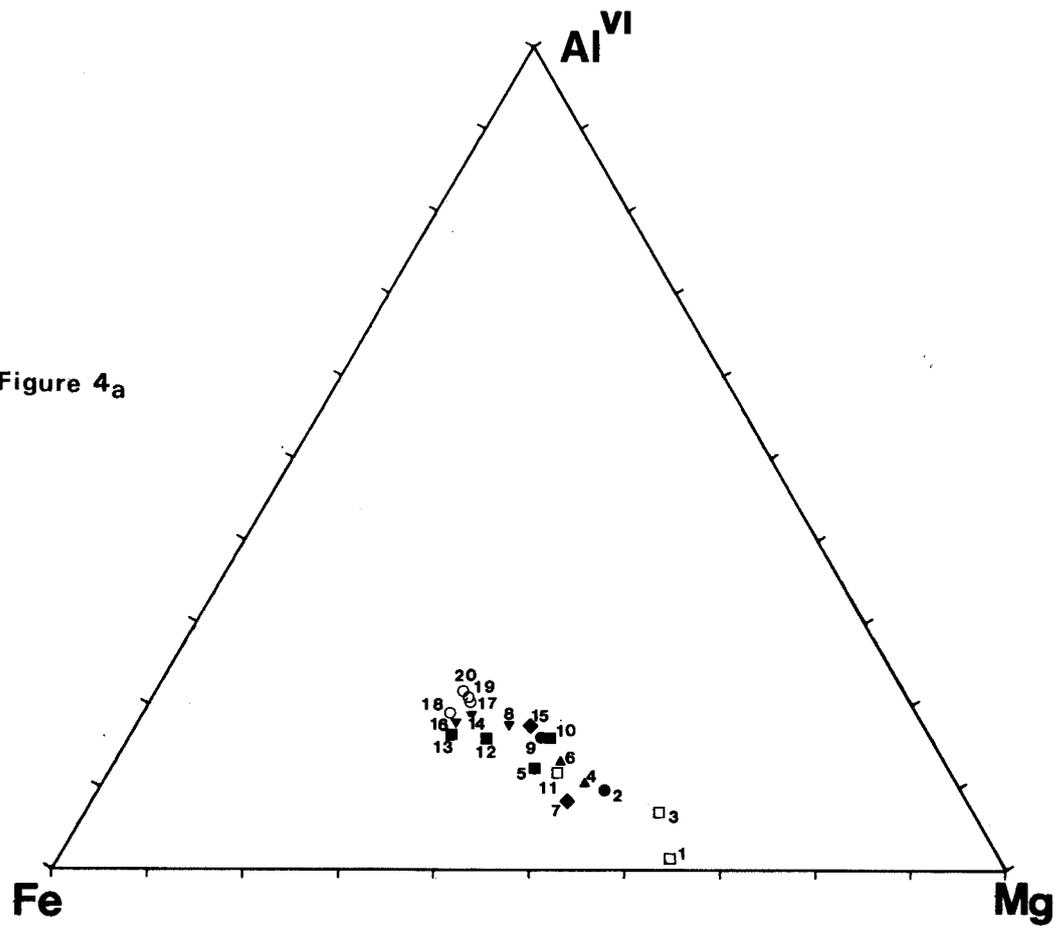
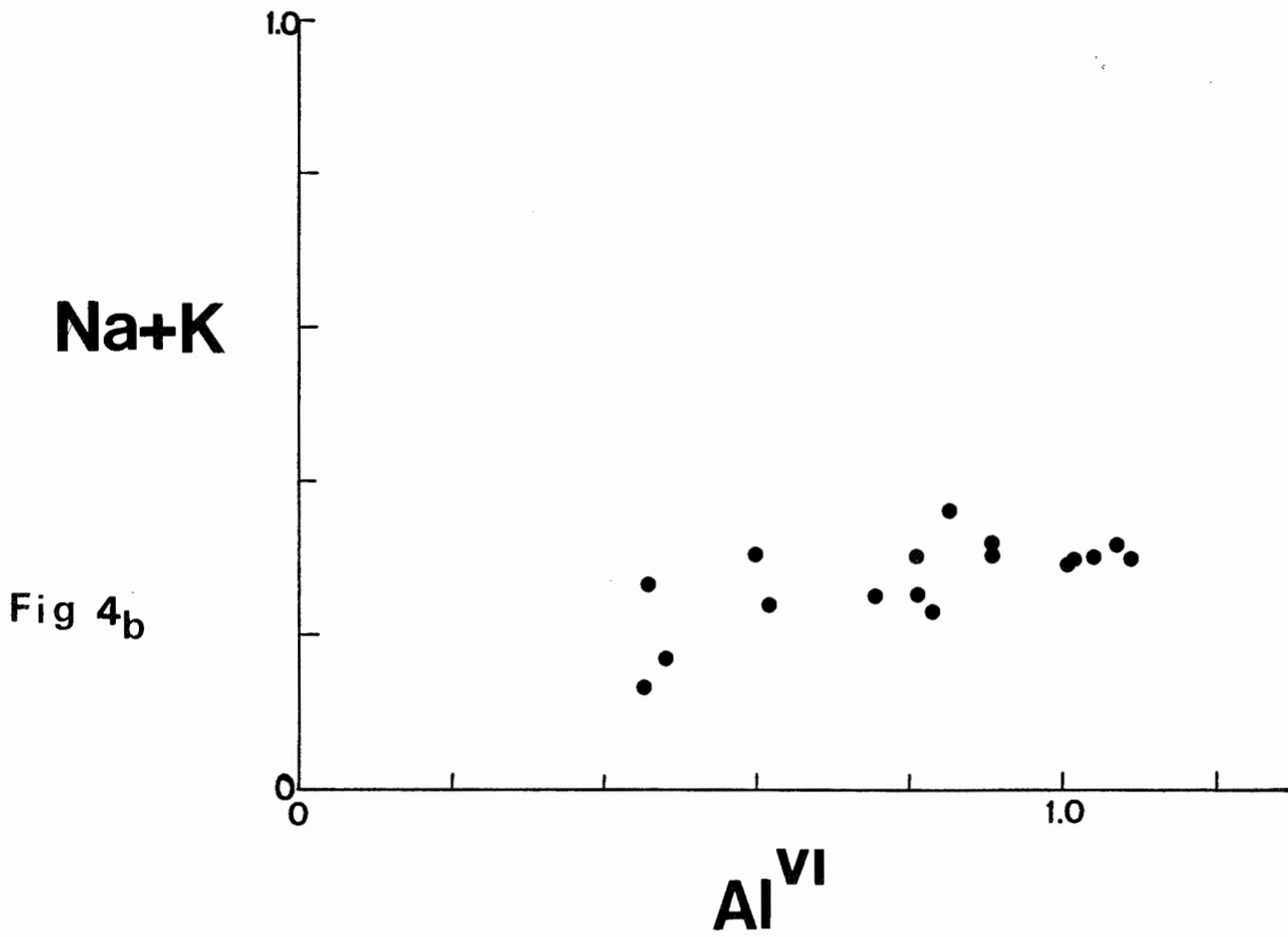
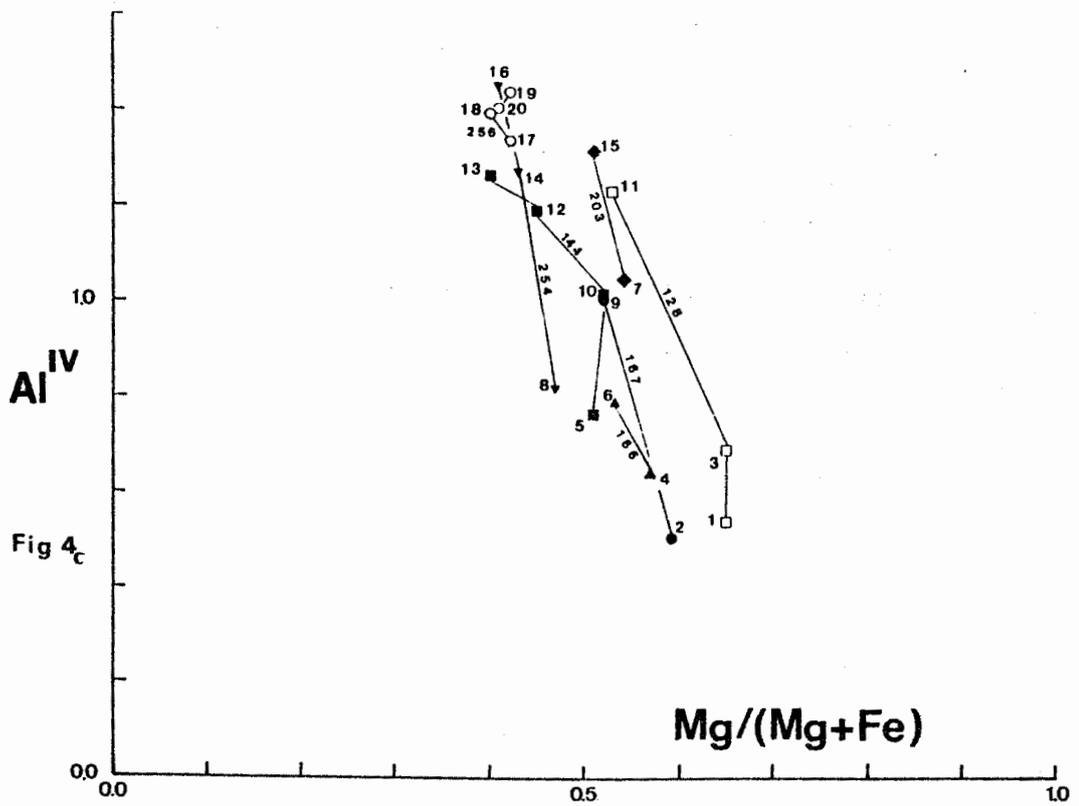
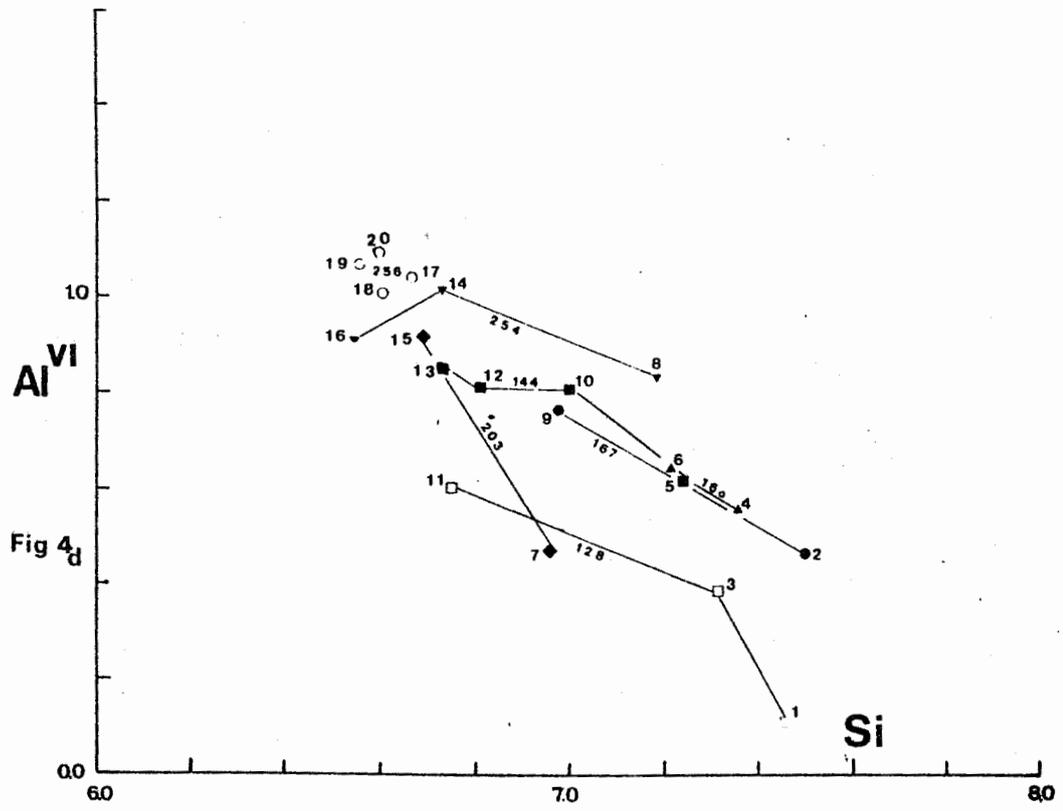


Figure 3

Figure 4a







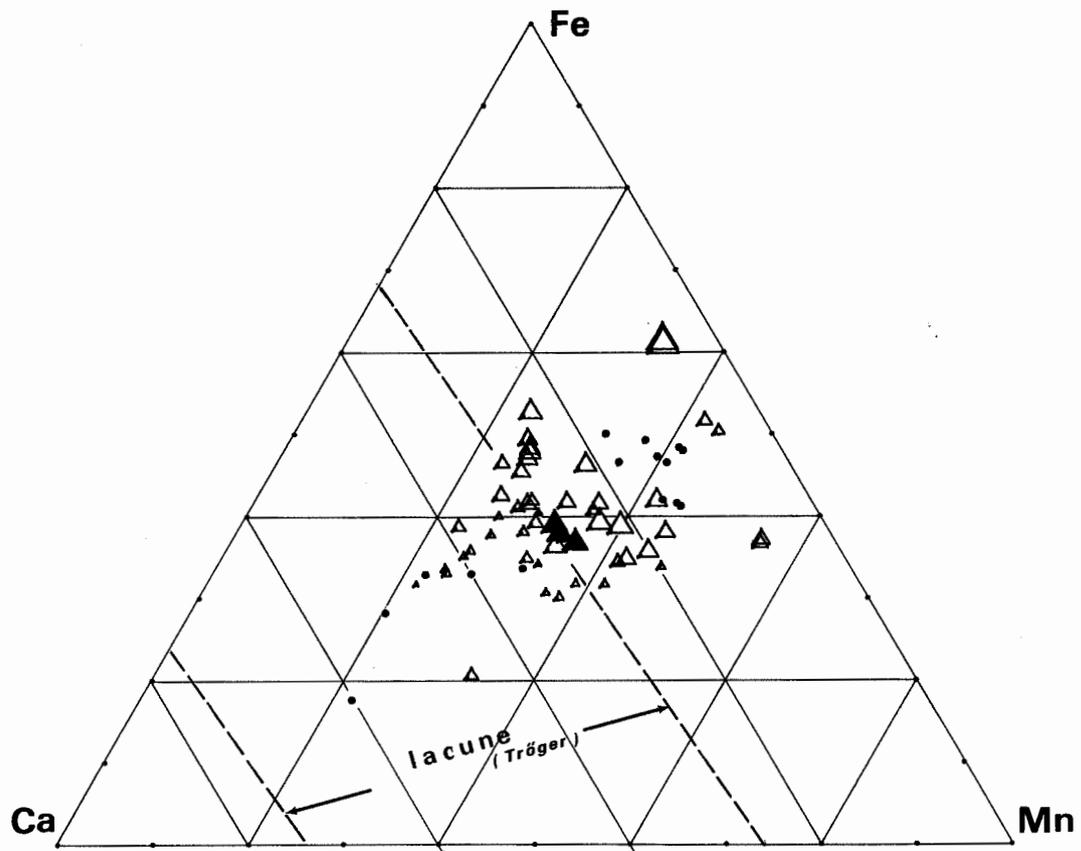


Figure 6

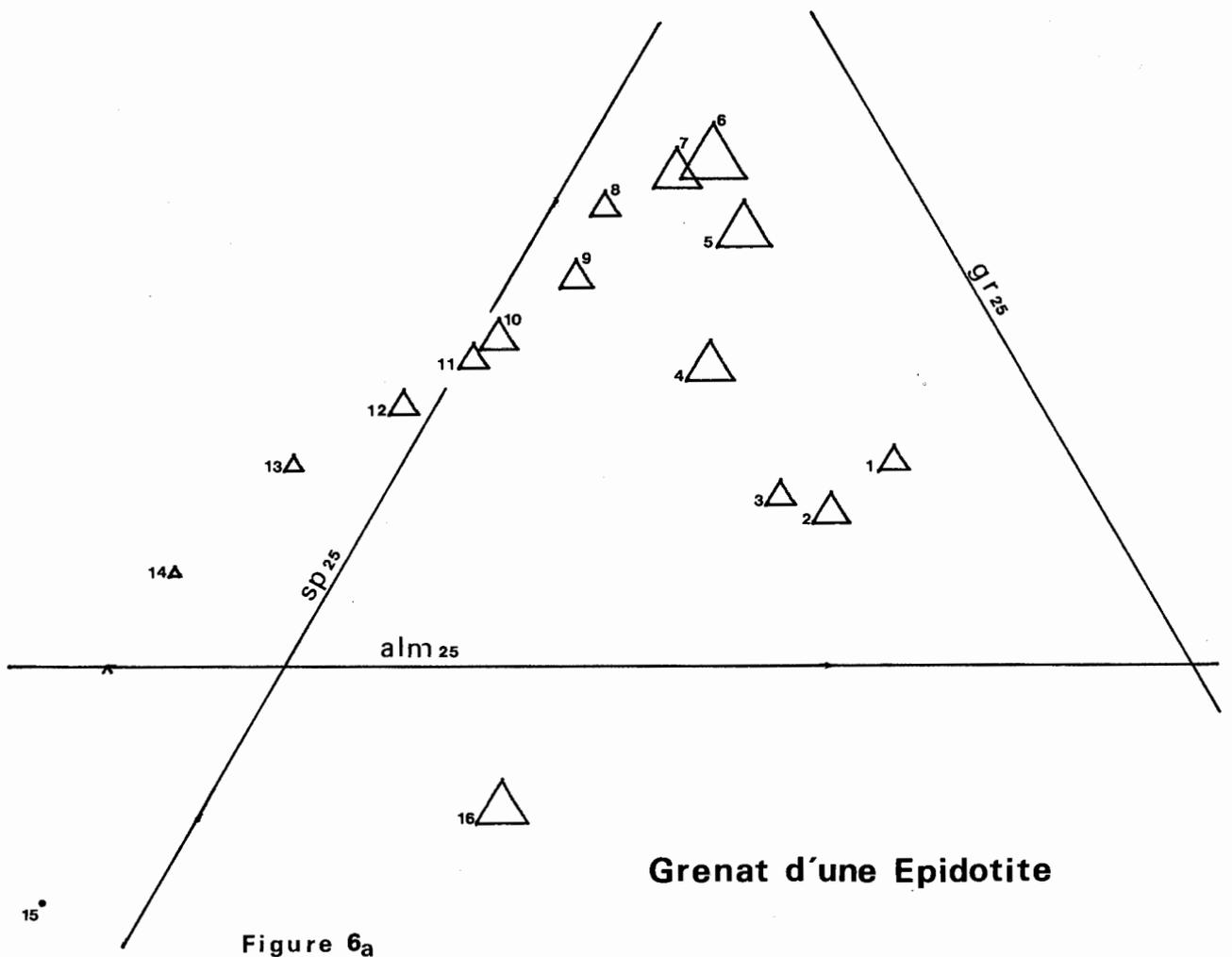


Figure 6a

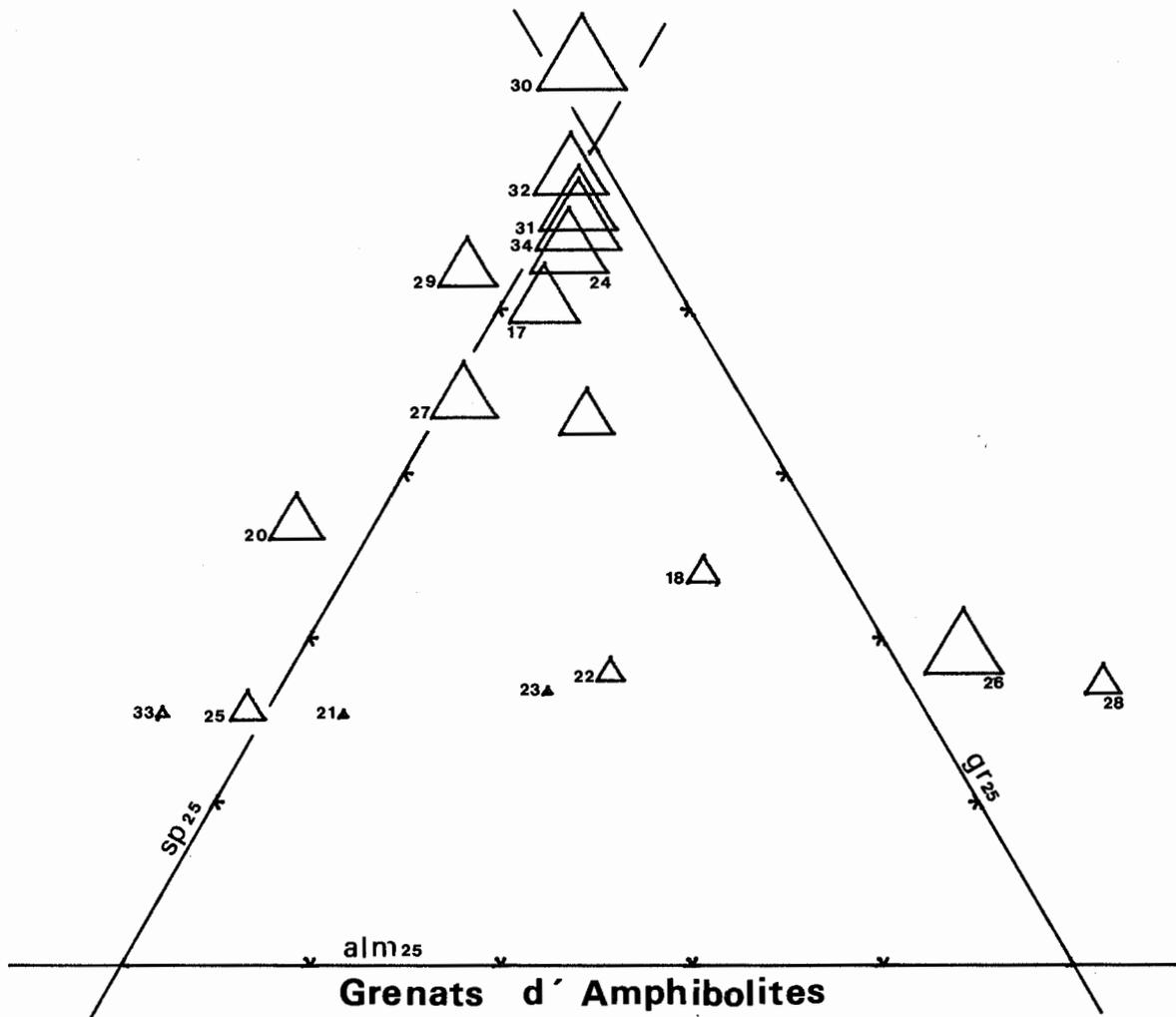


Fig 6_b

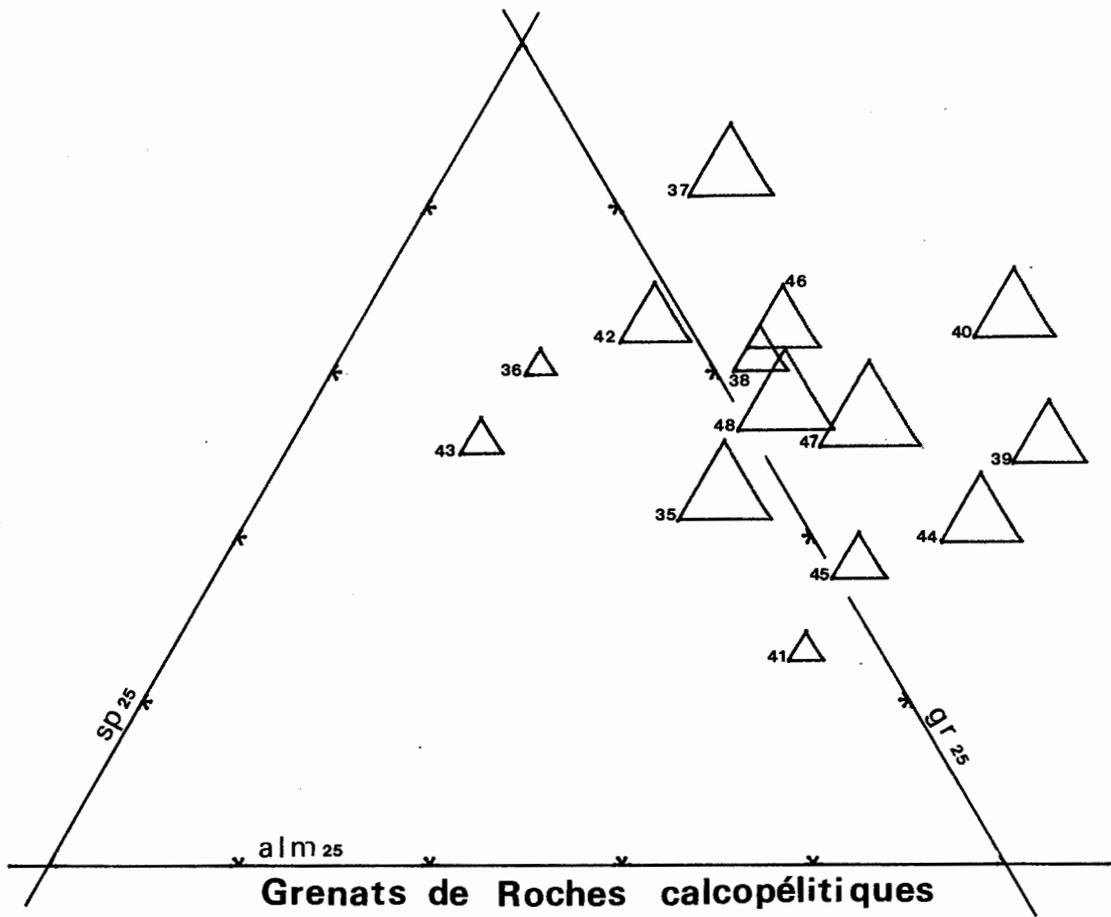


Fig 6c

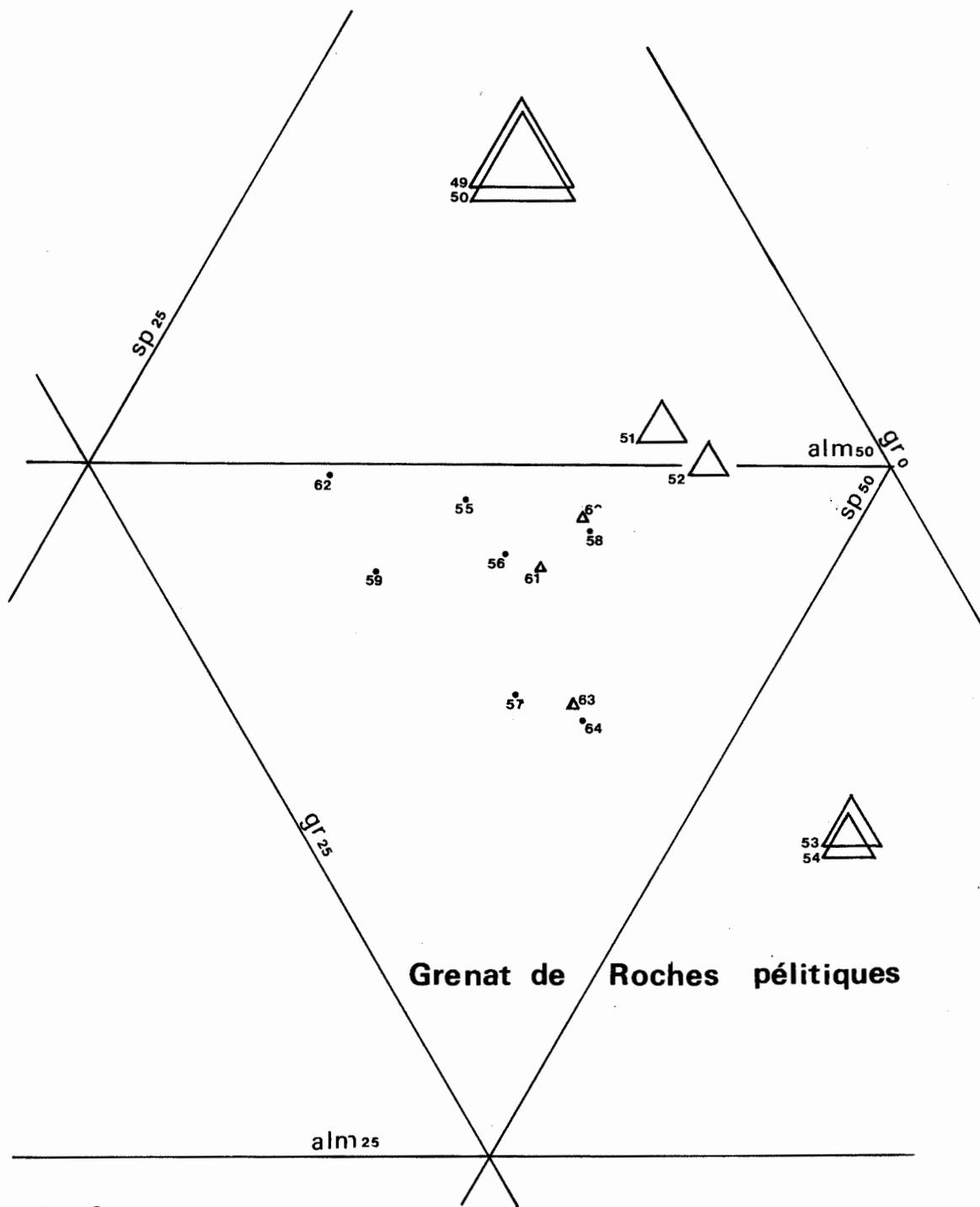


Fig 6d

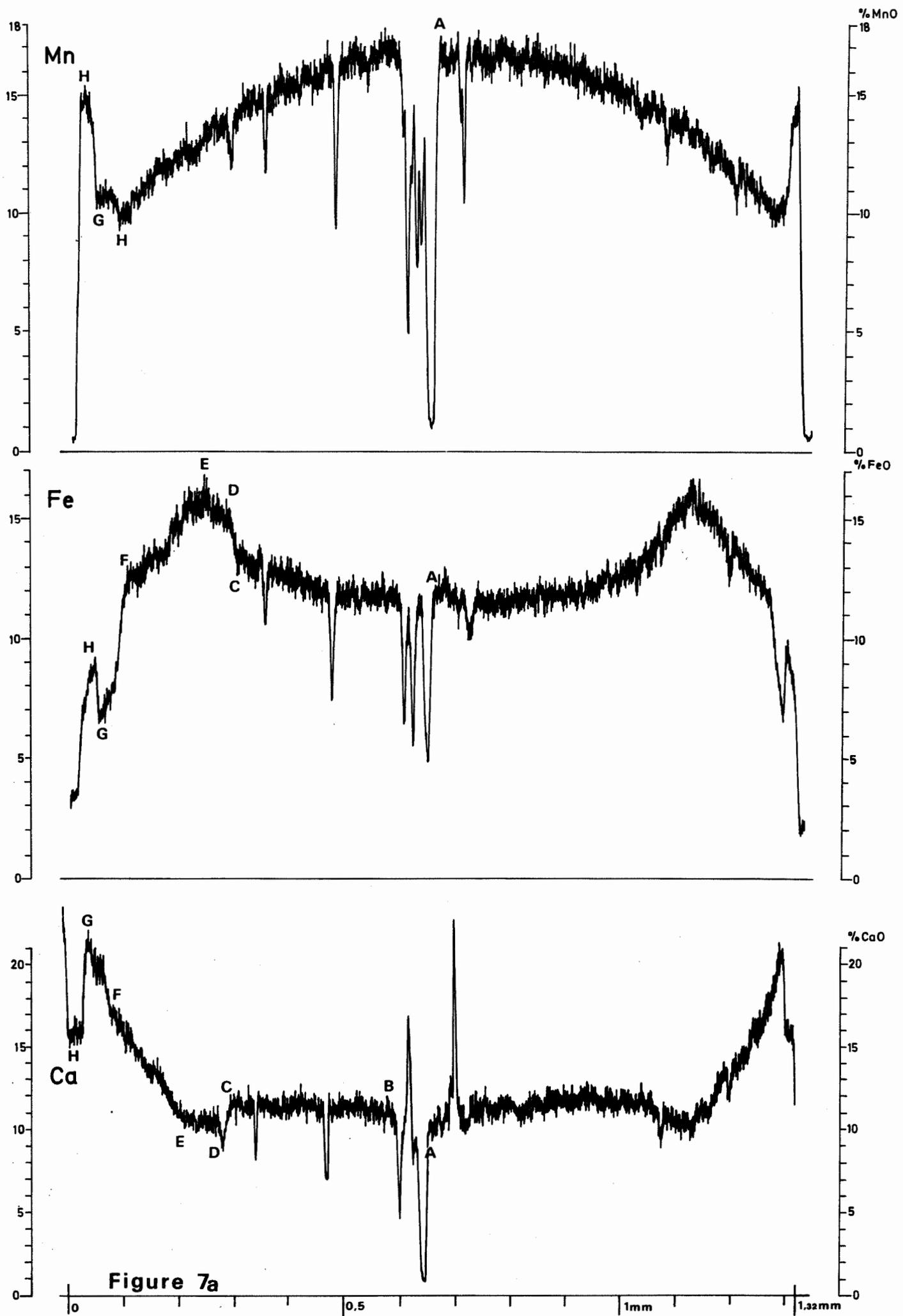
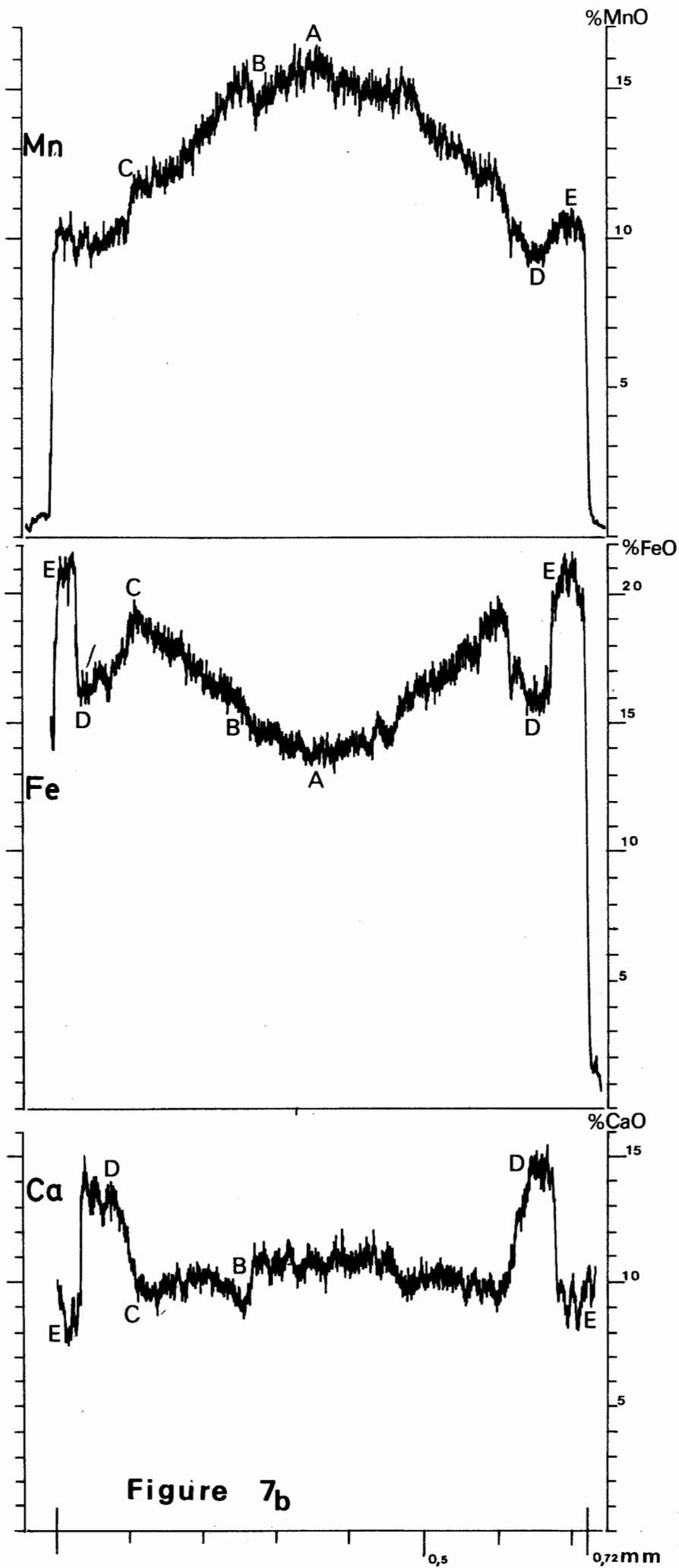
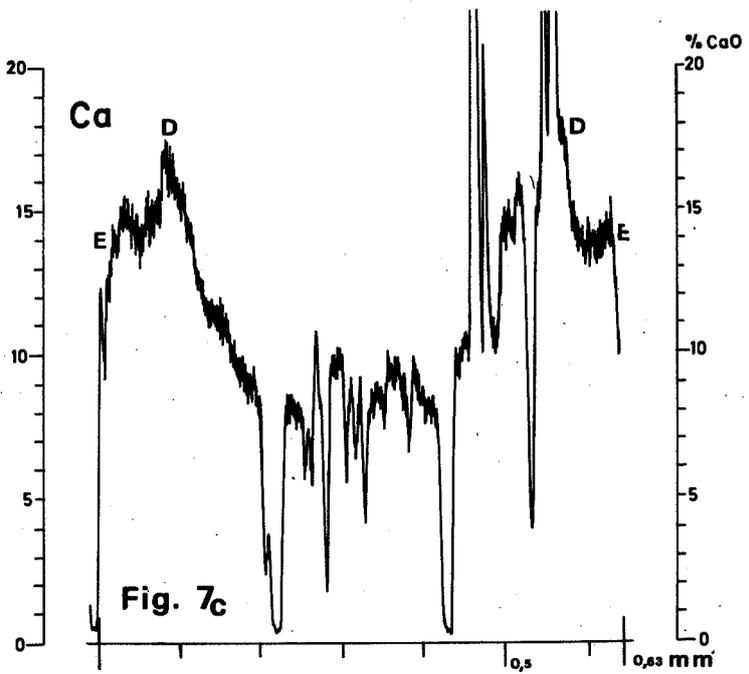
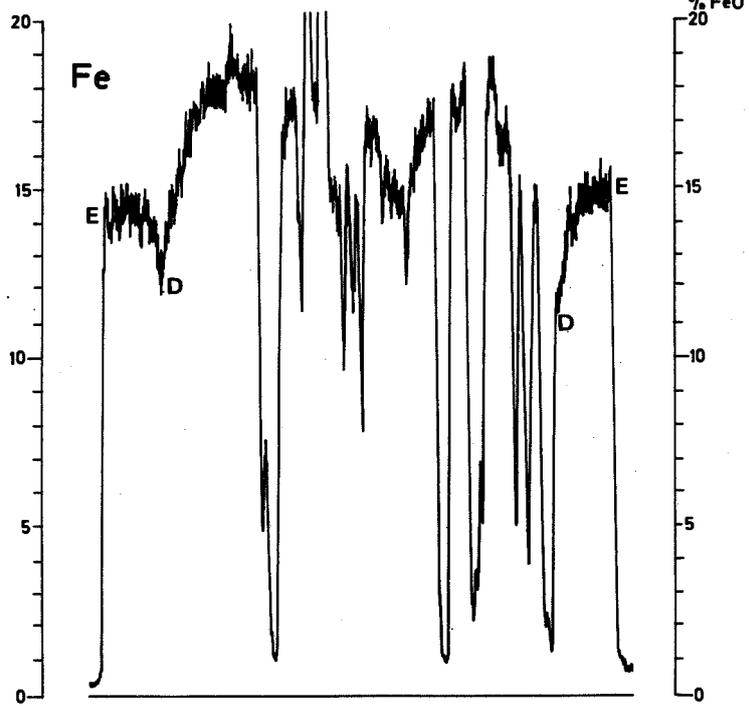
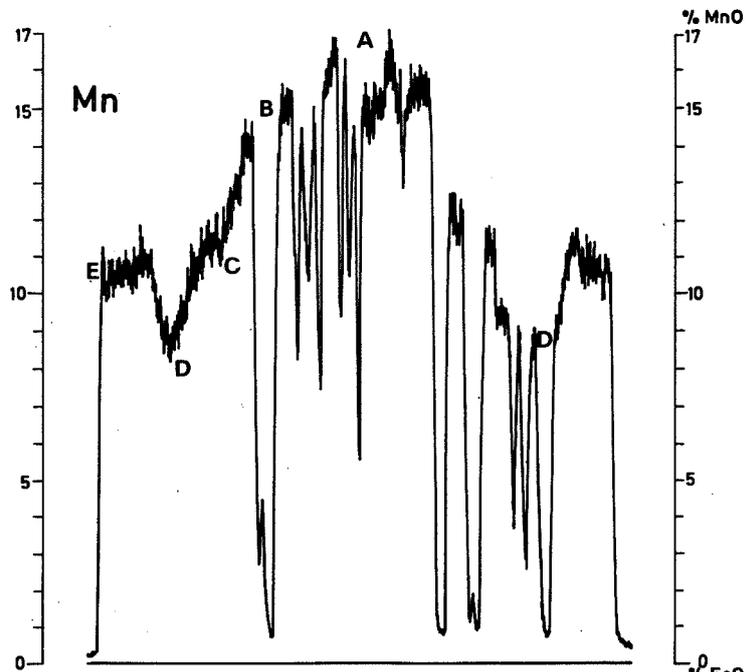
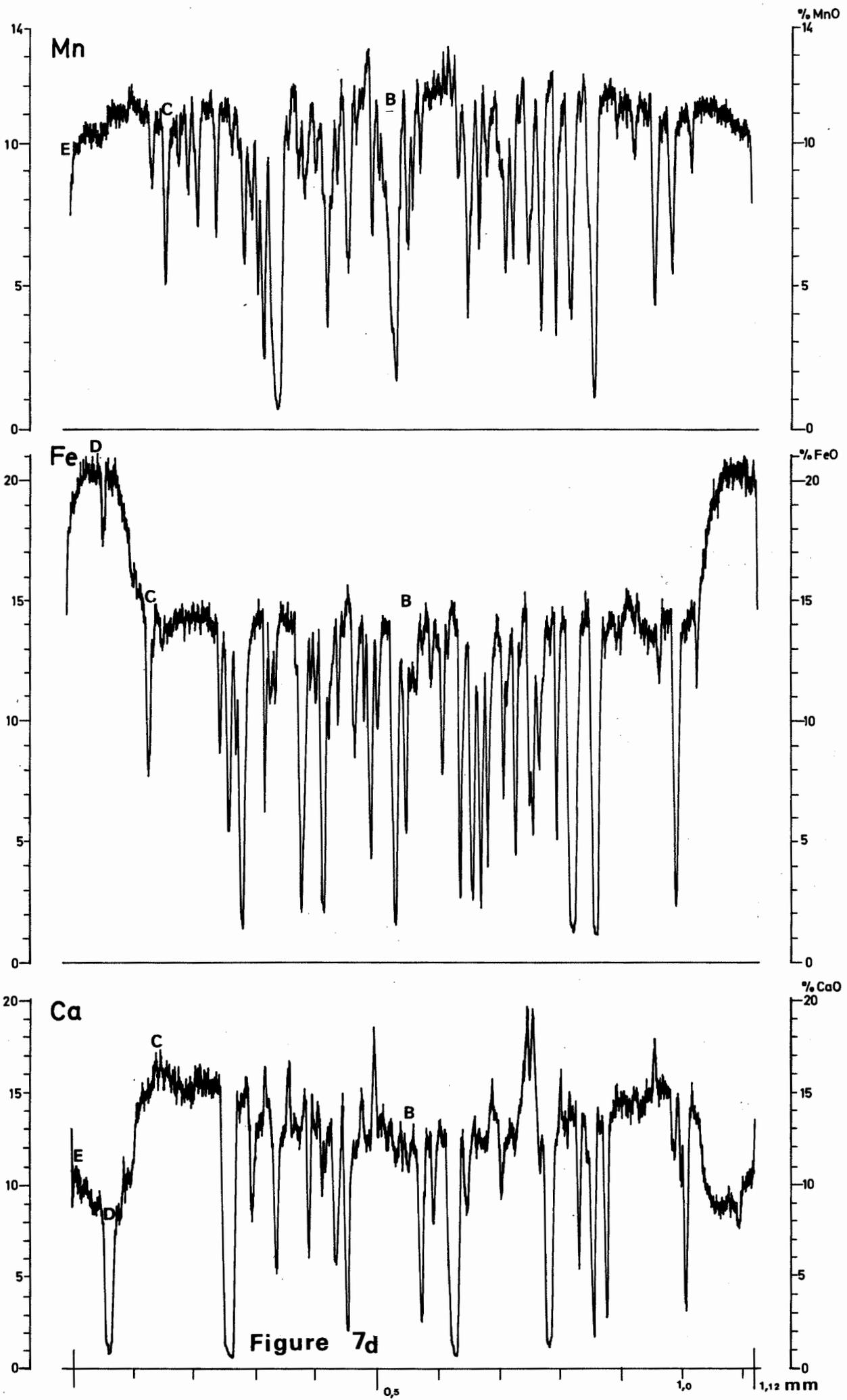


Figure 7a







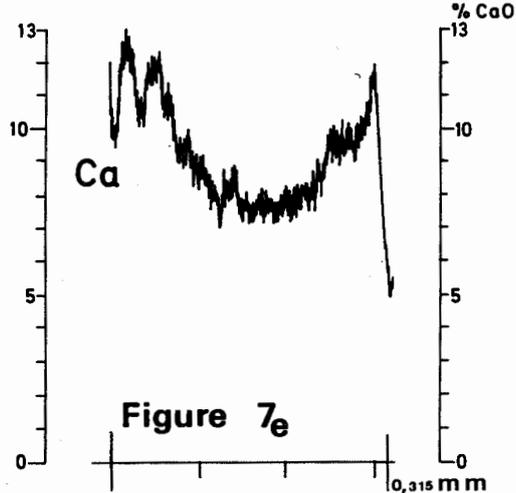
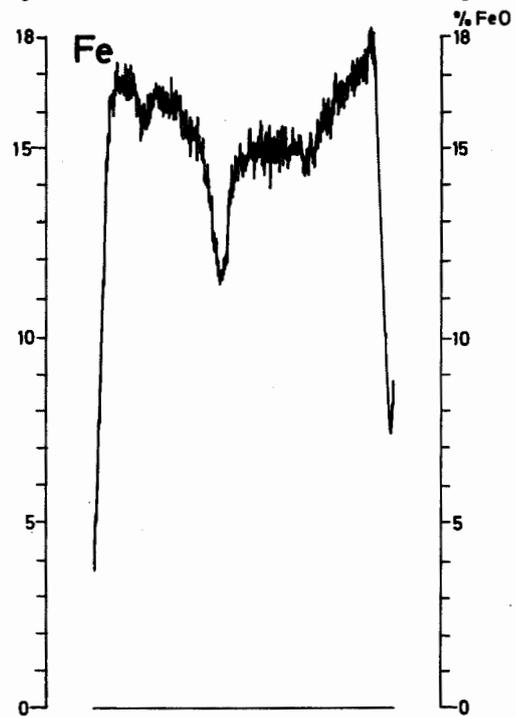
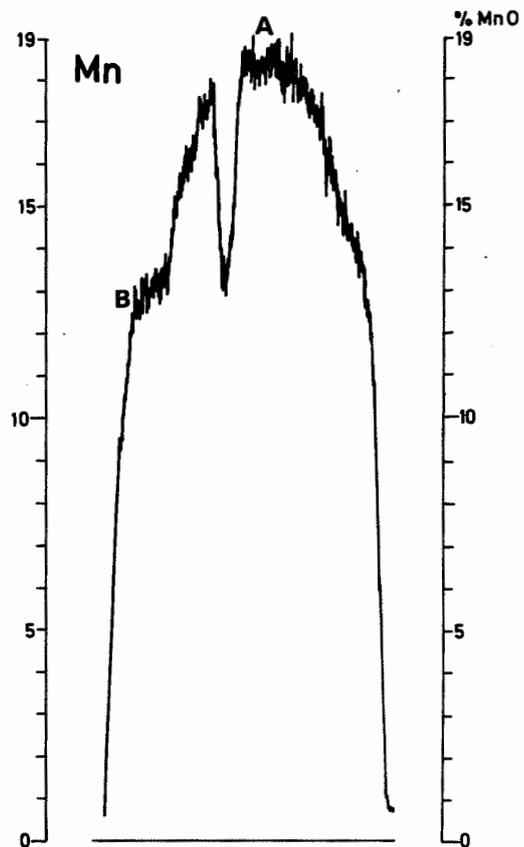
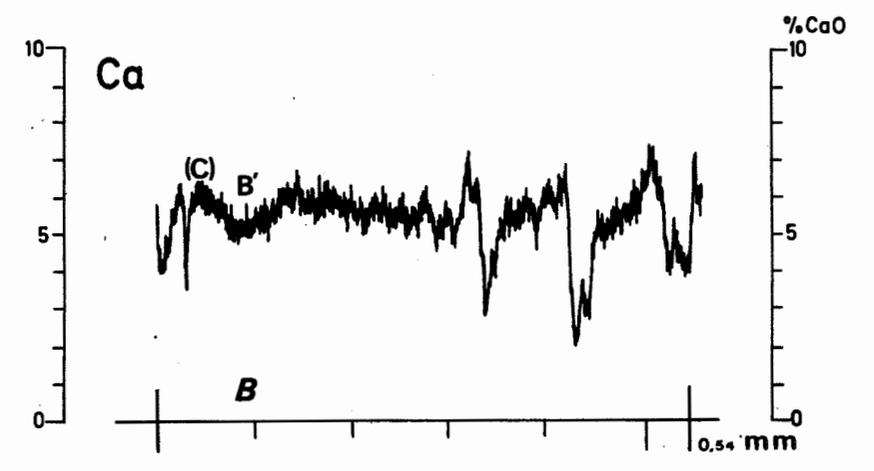
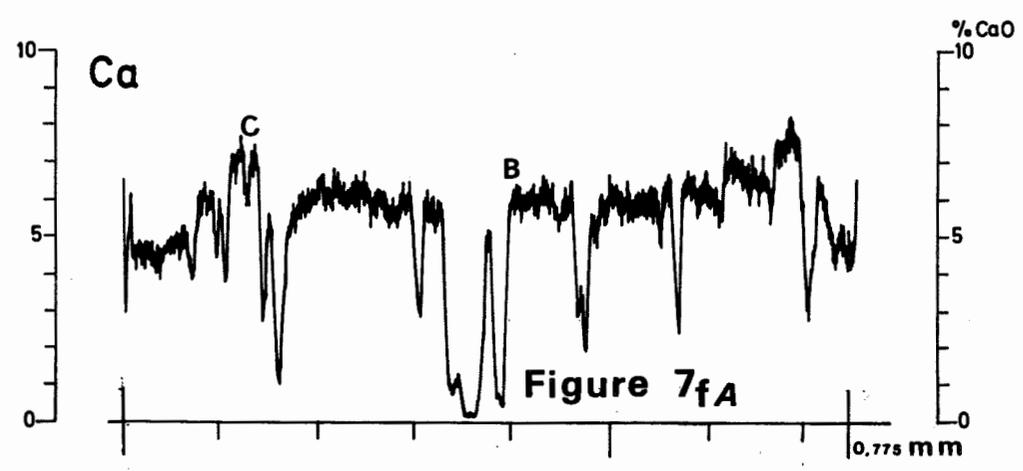
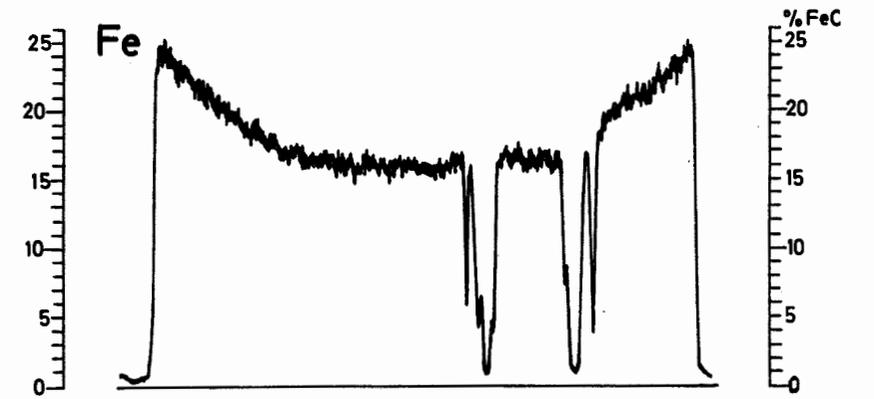
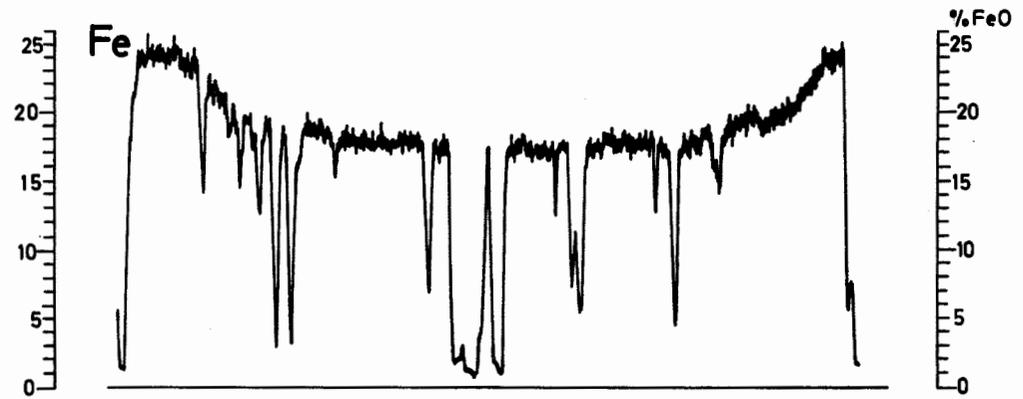
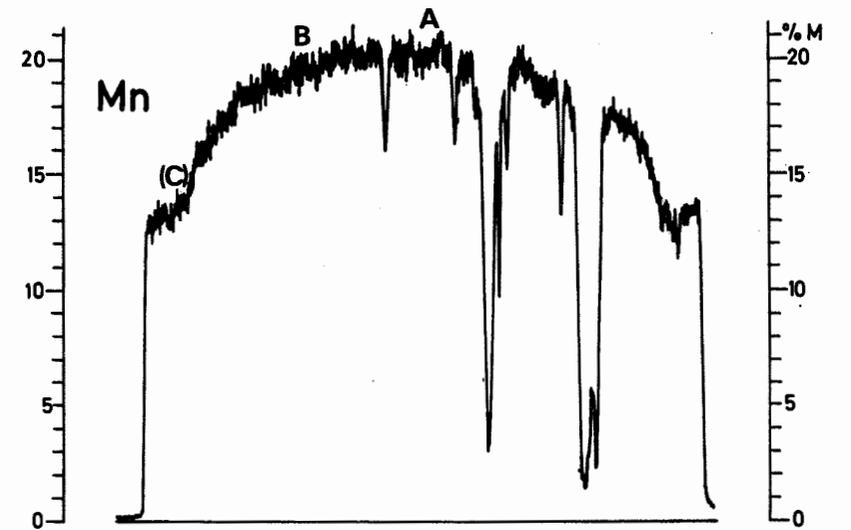
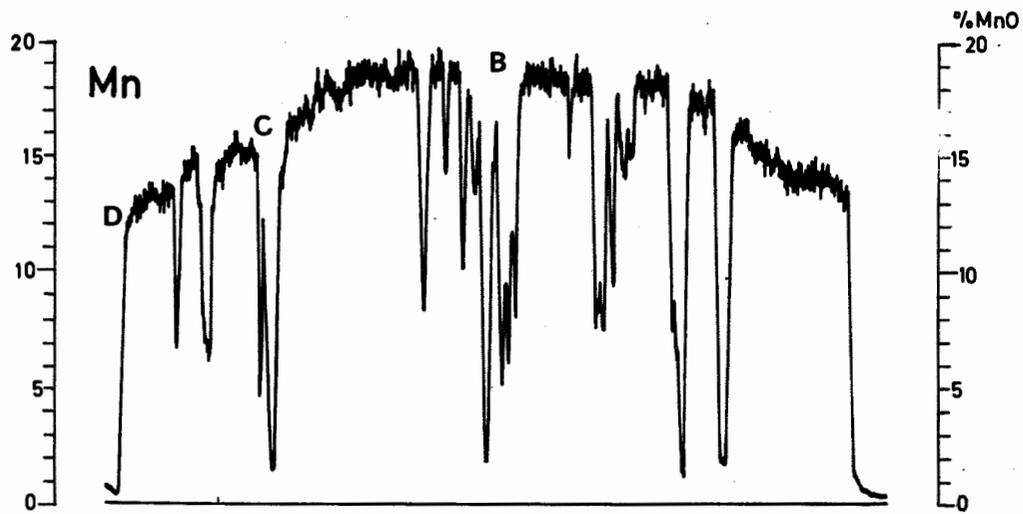
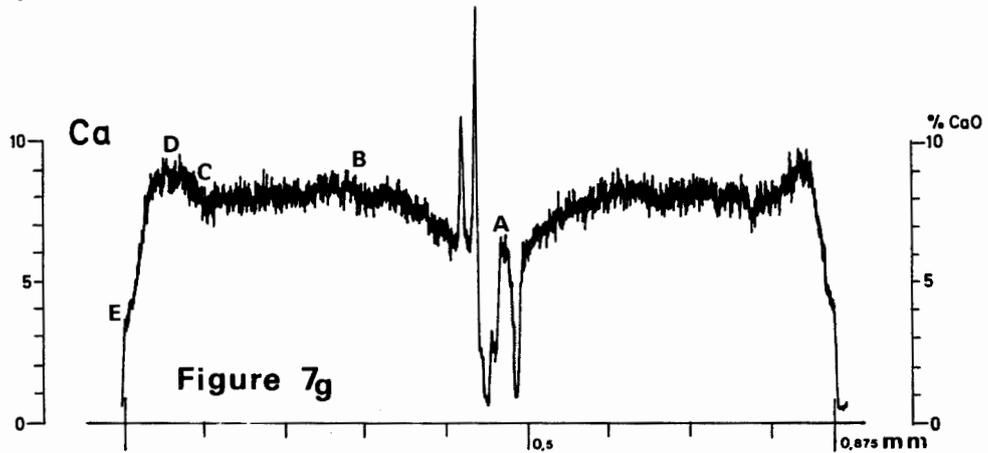
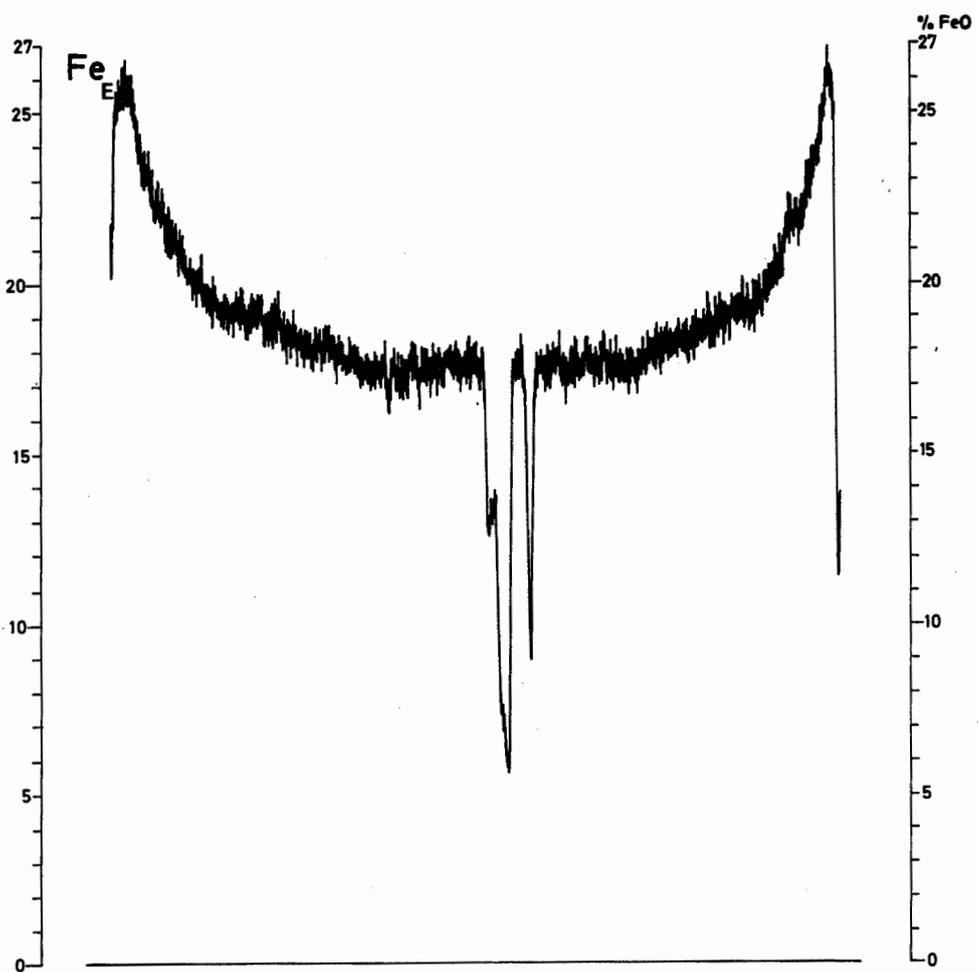
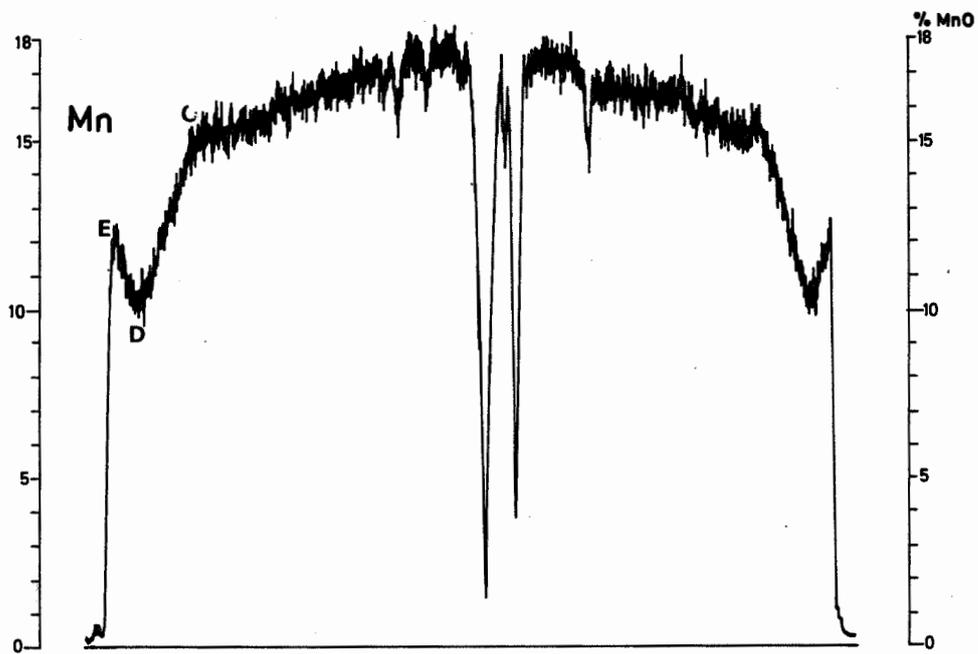
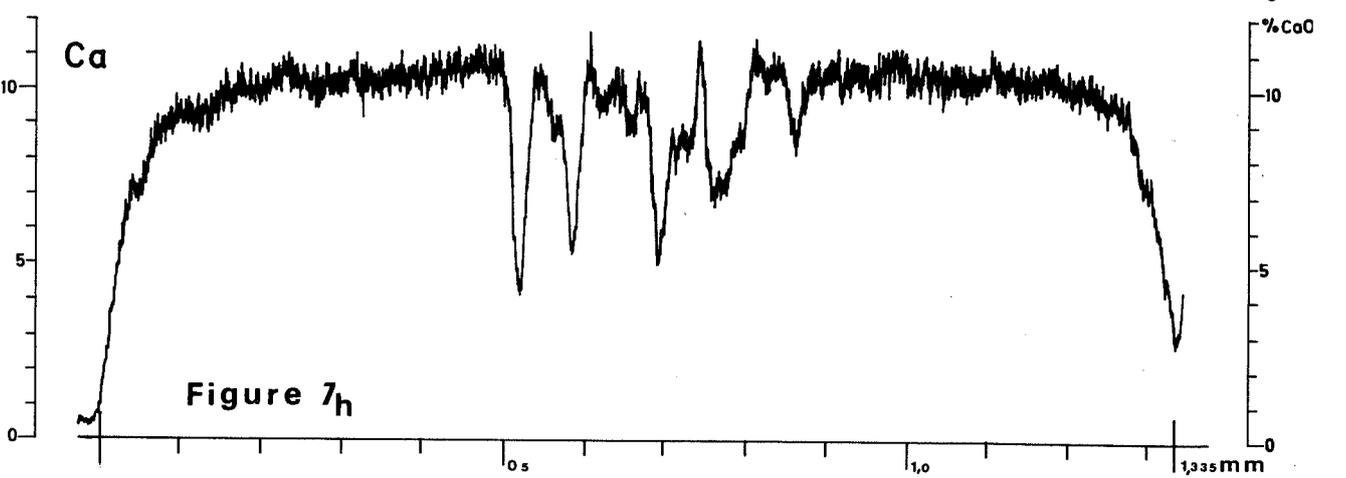
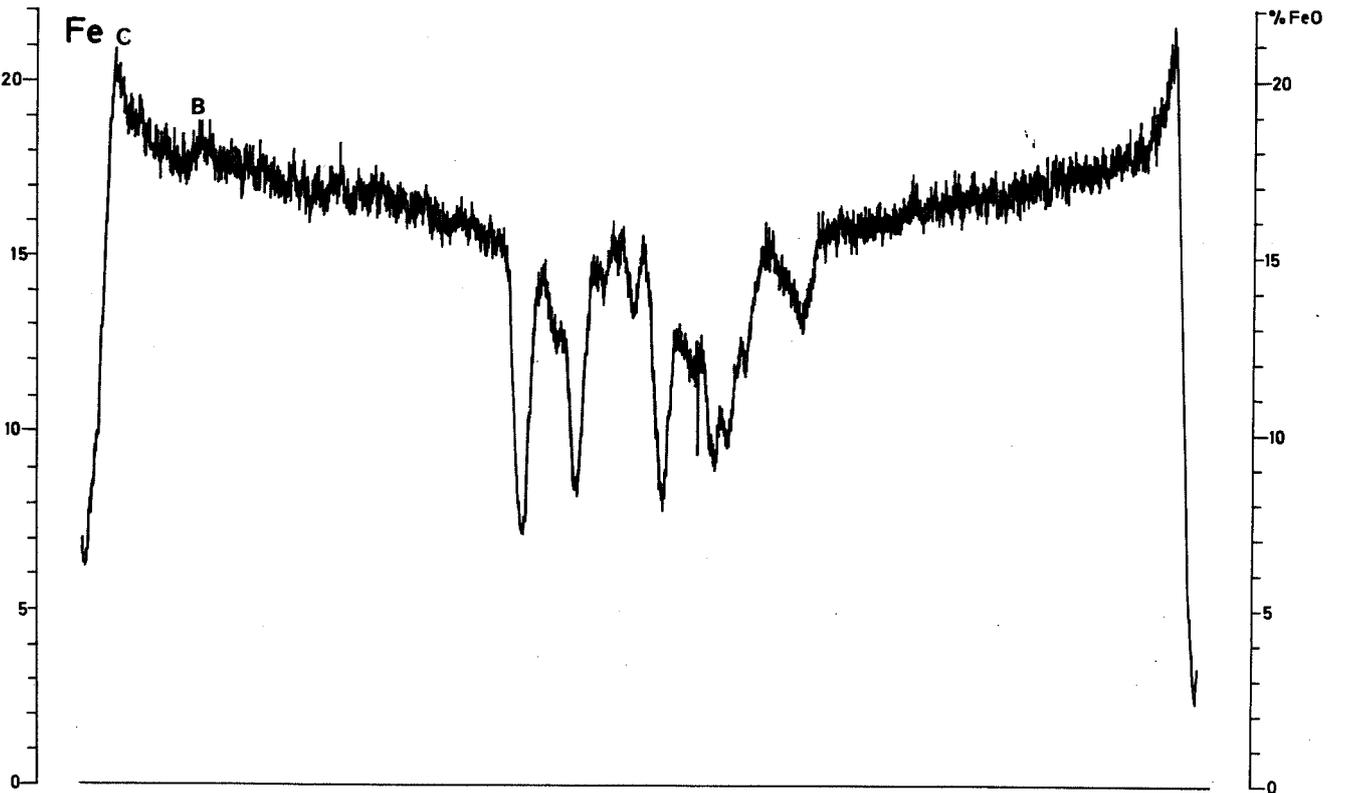
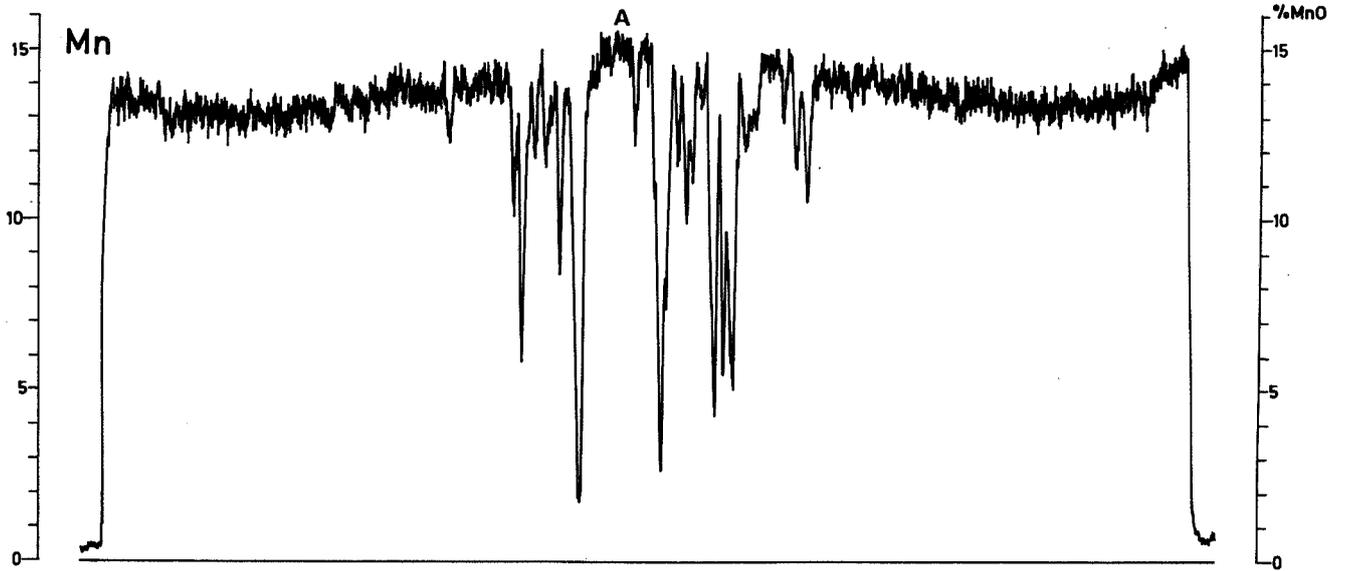


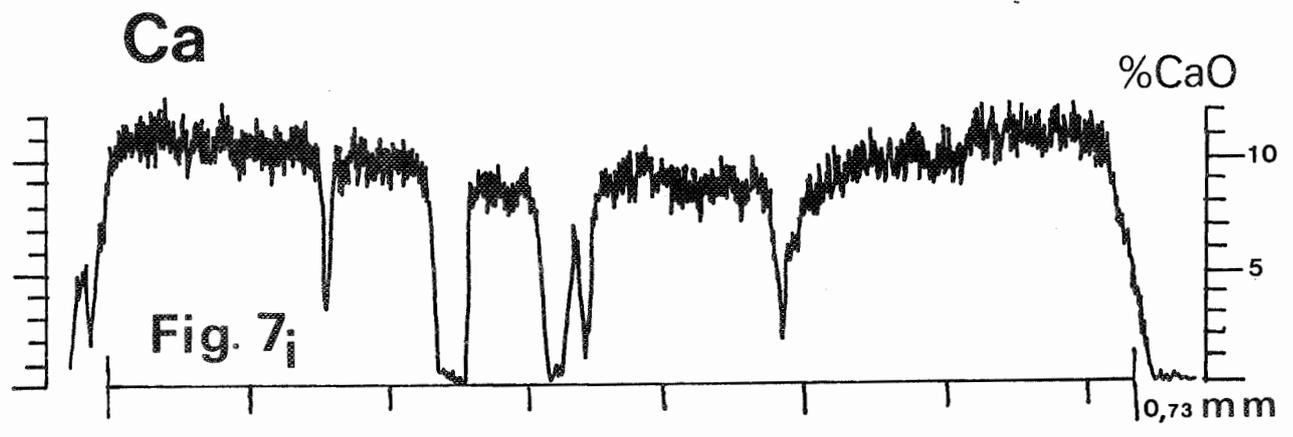
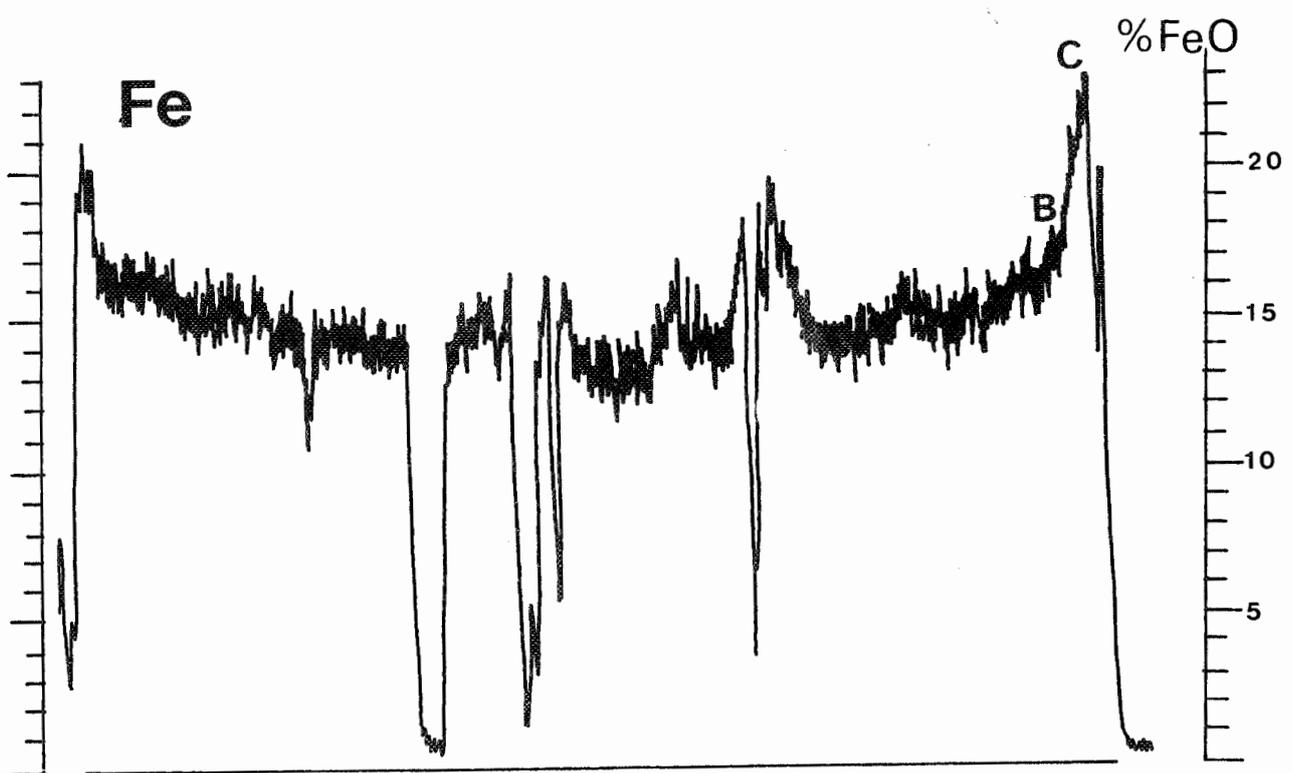
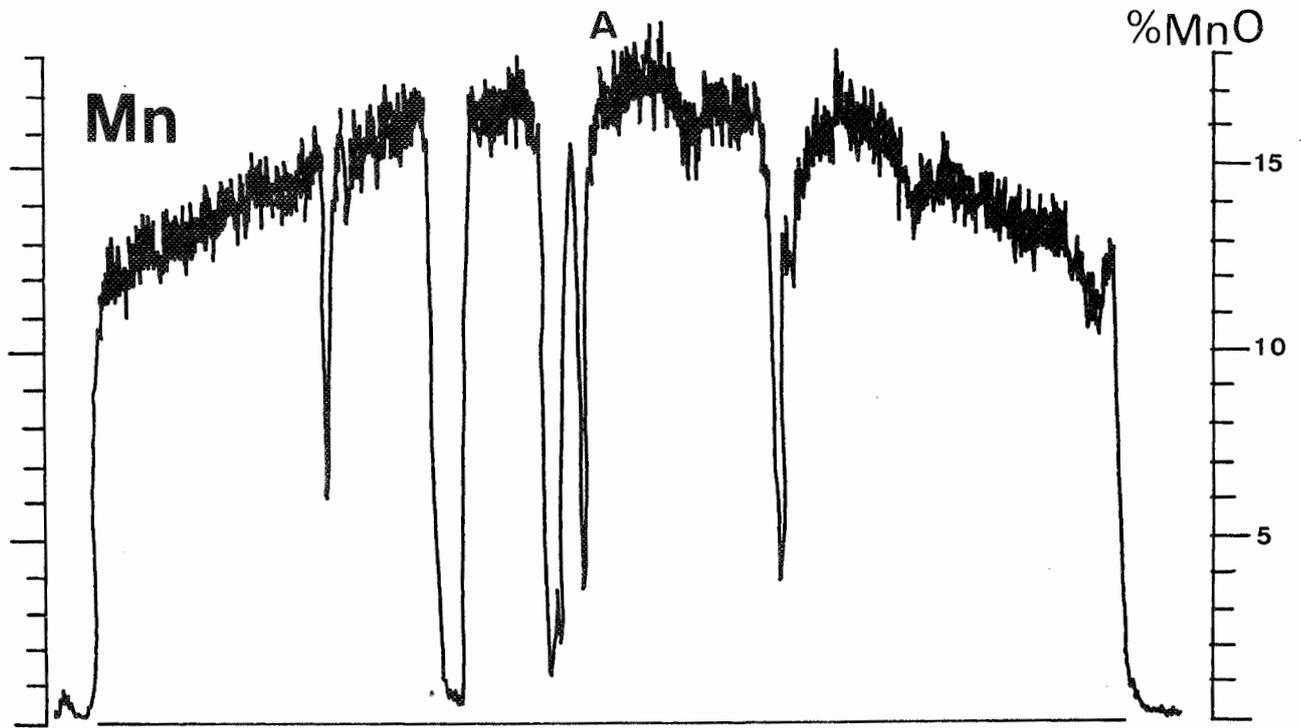
Figure 7_e

0.315 mm









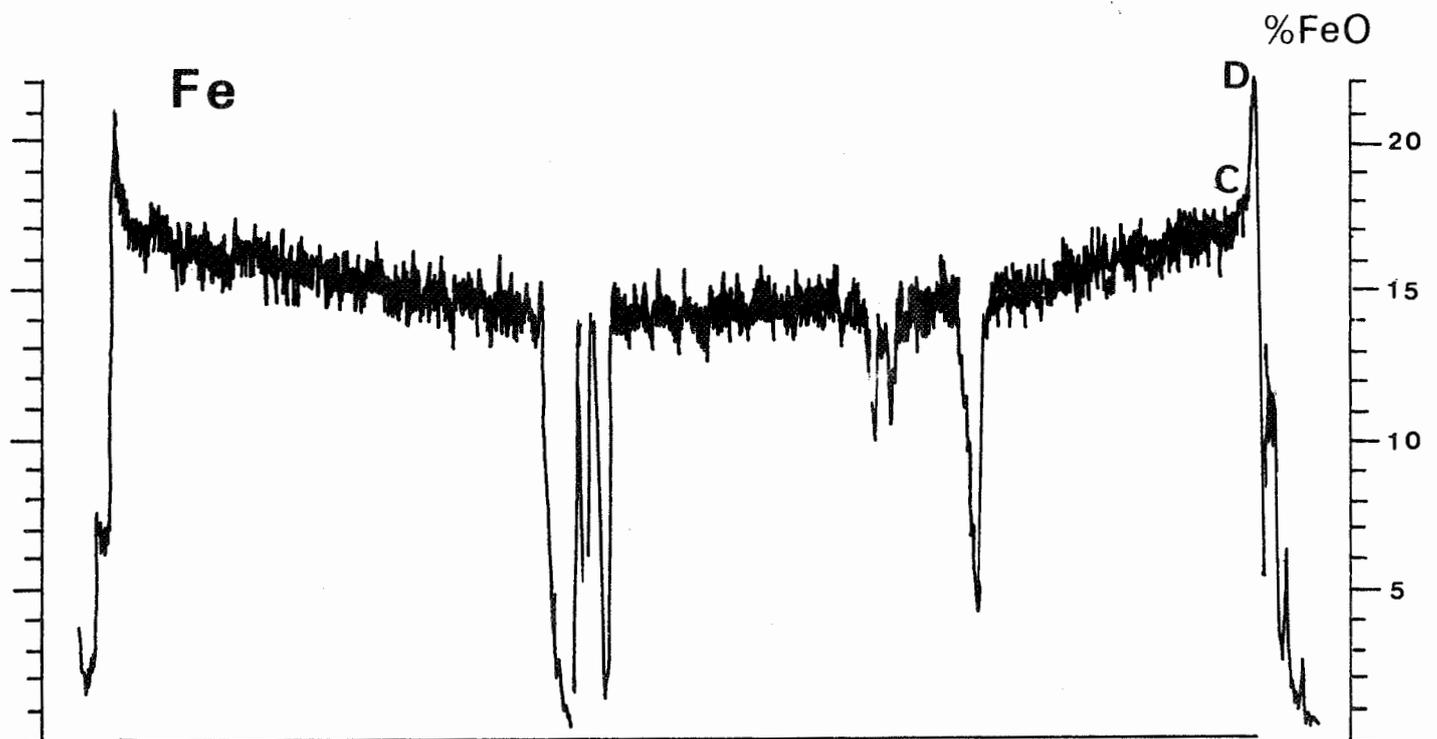
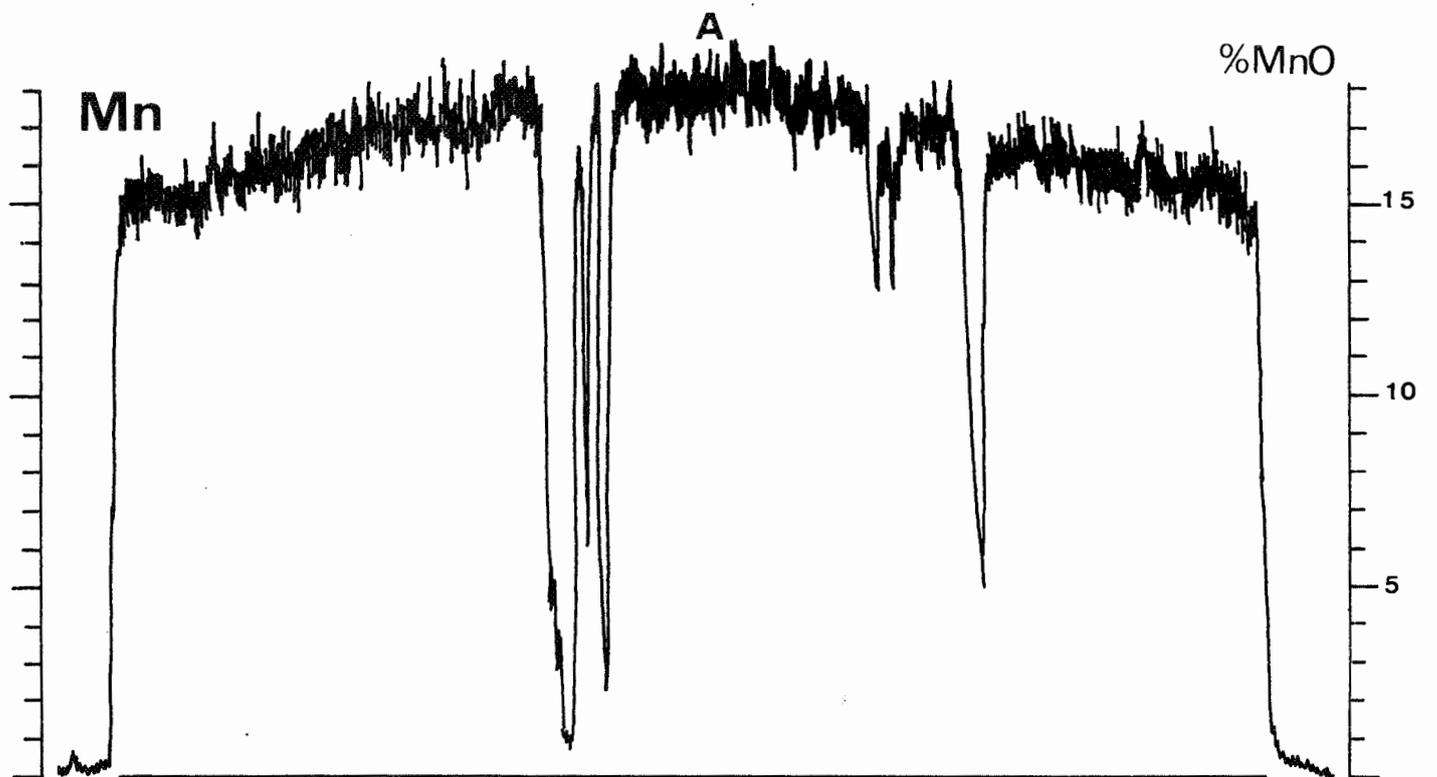
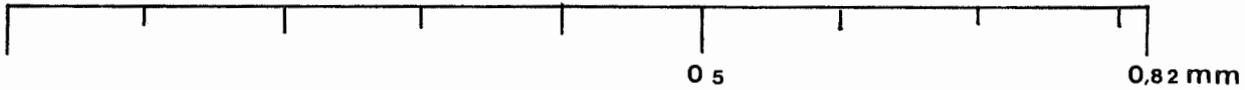


Fig. 7j



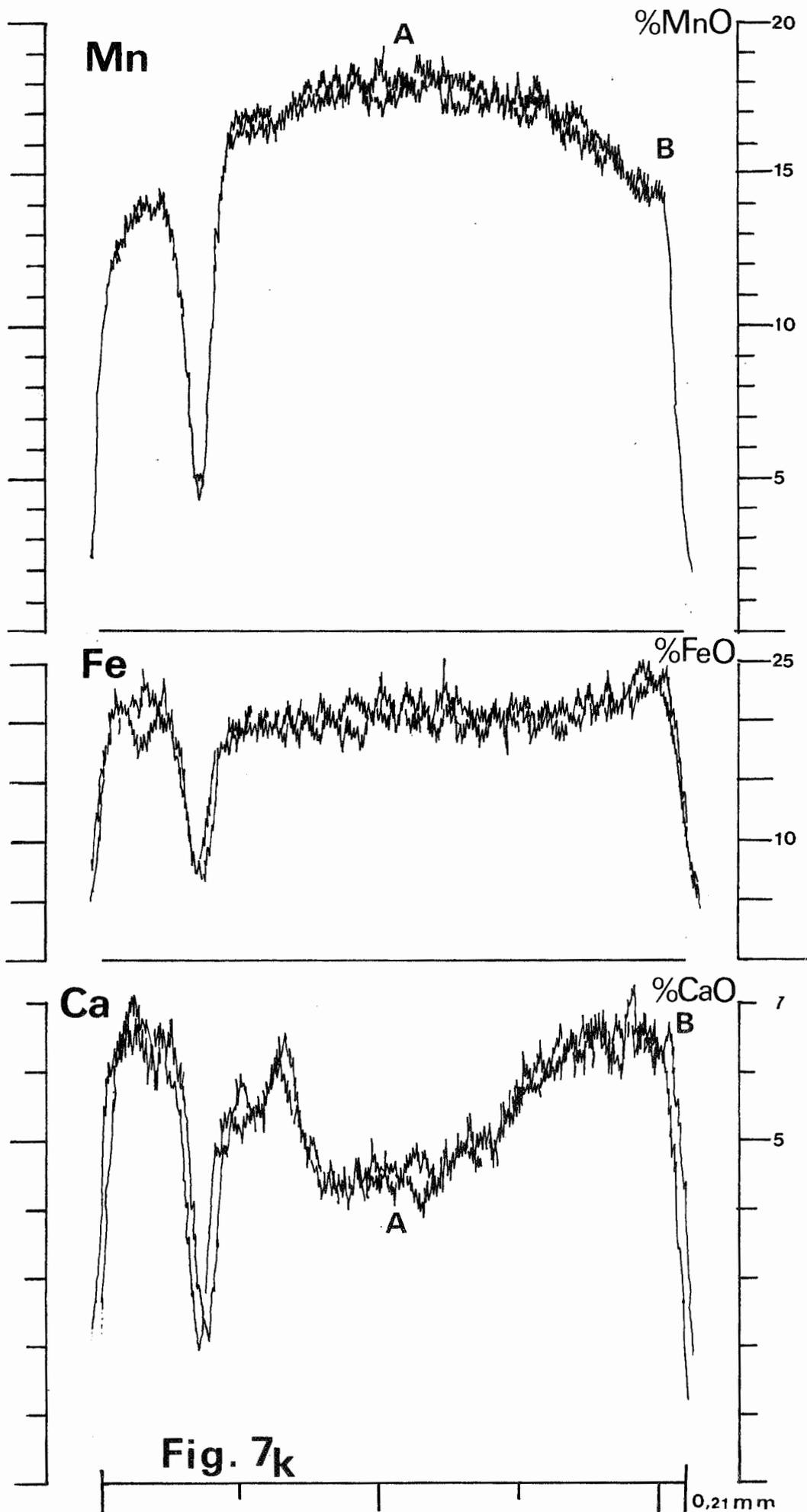
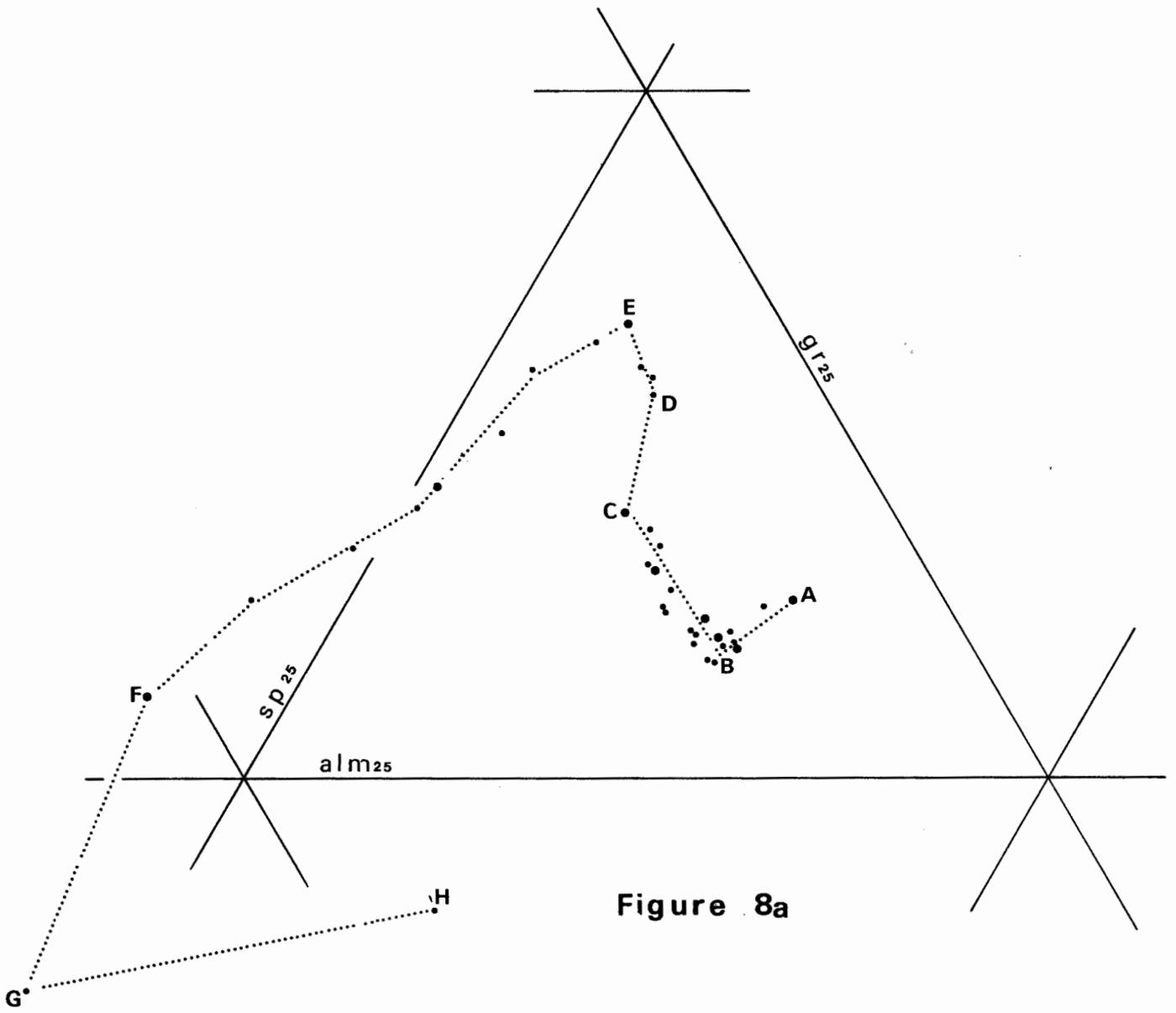


Fig. 7k



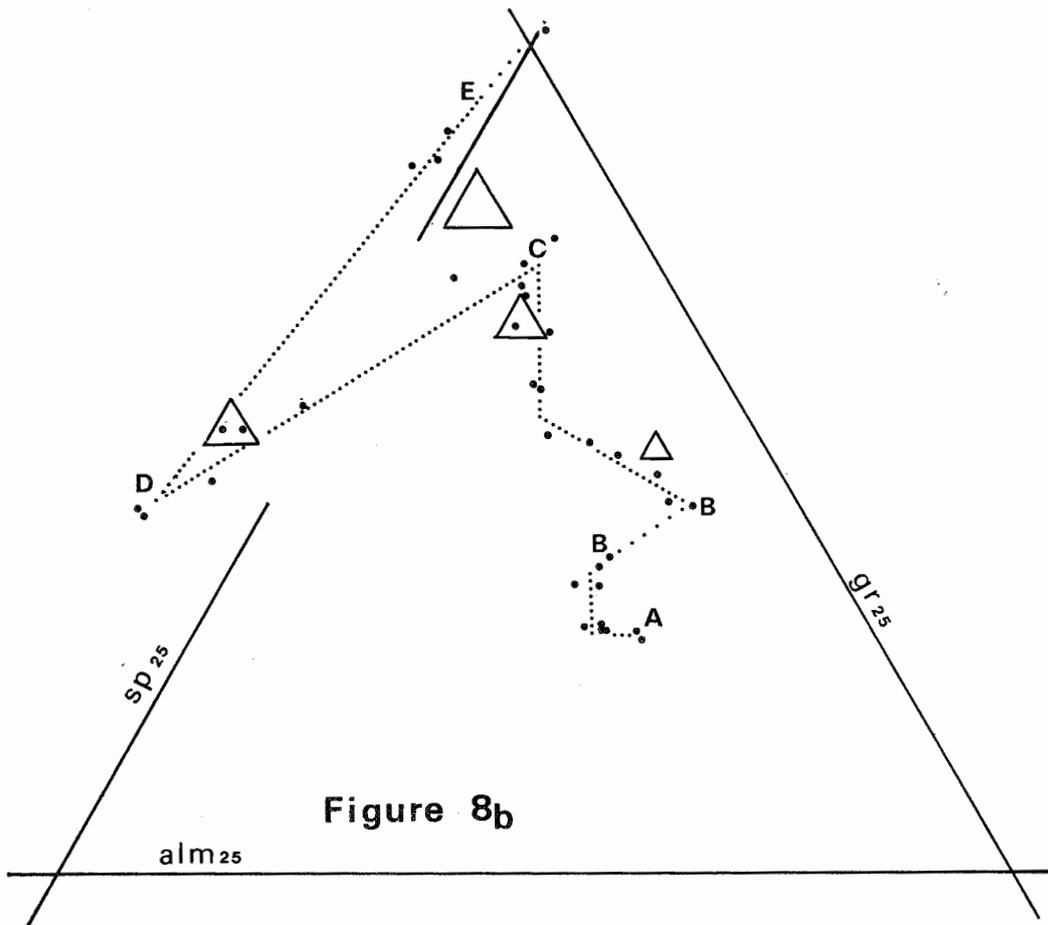
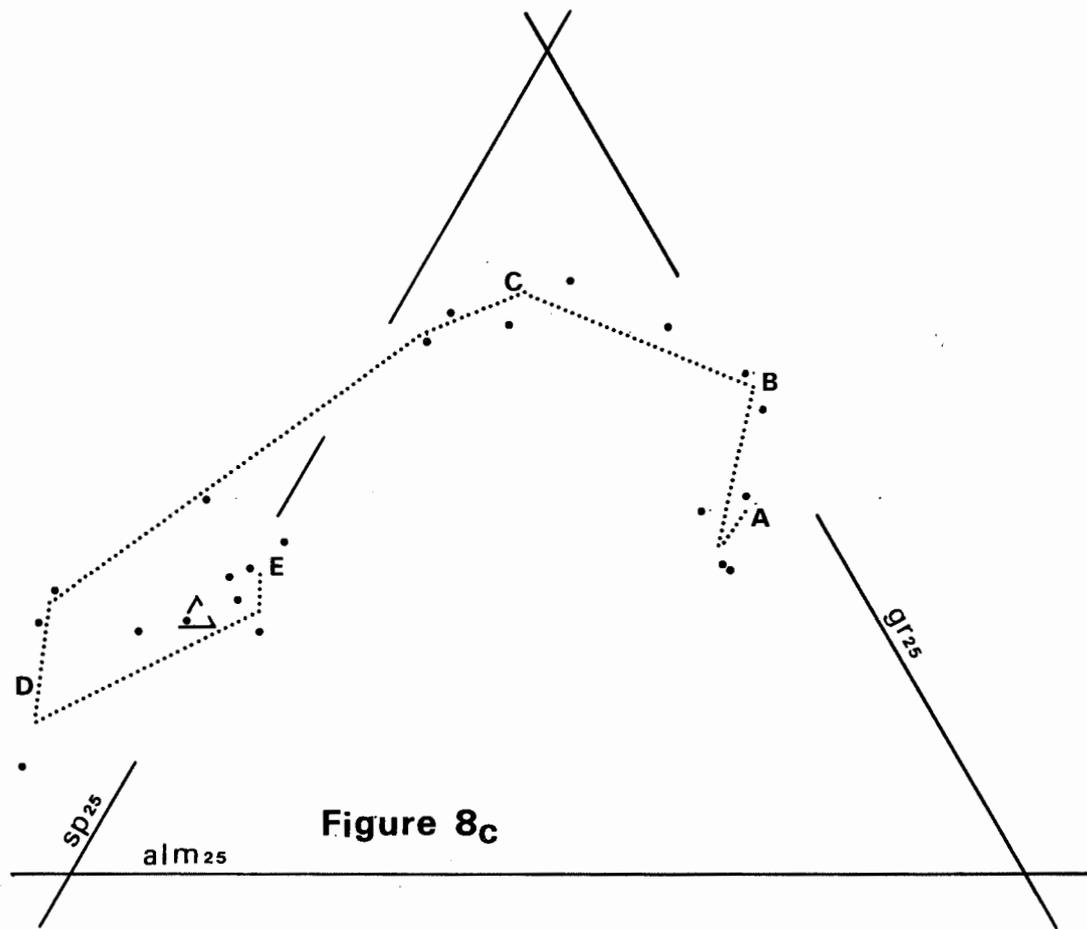
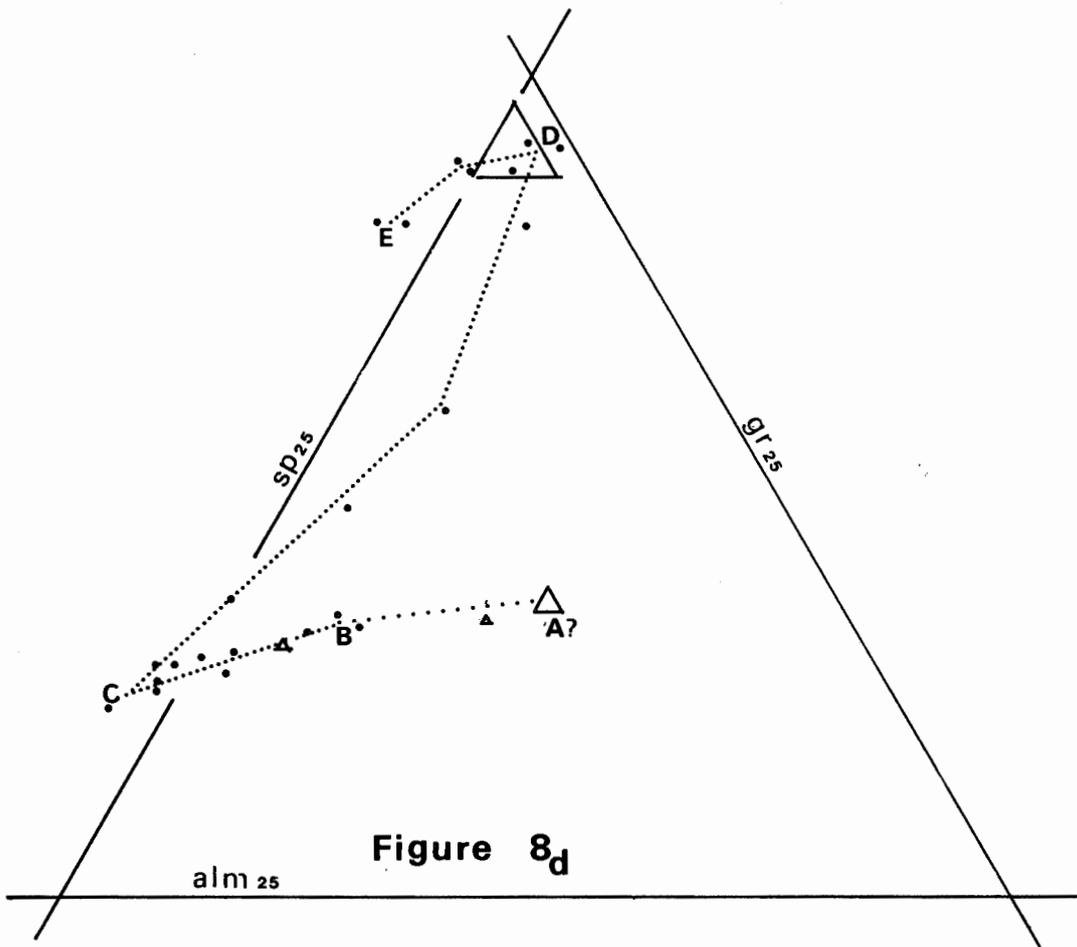
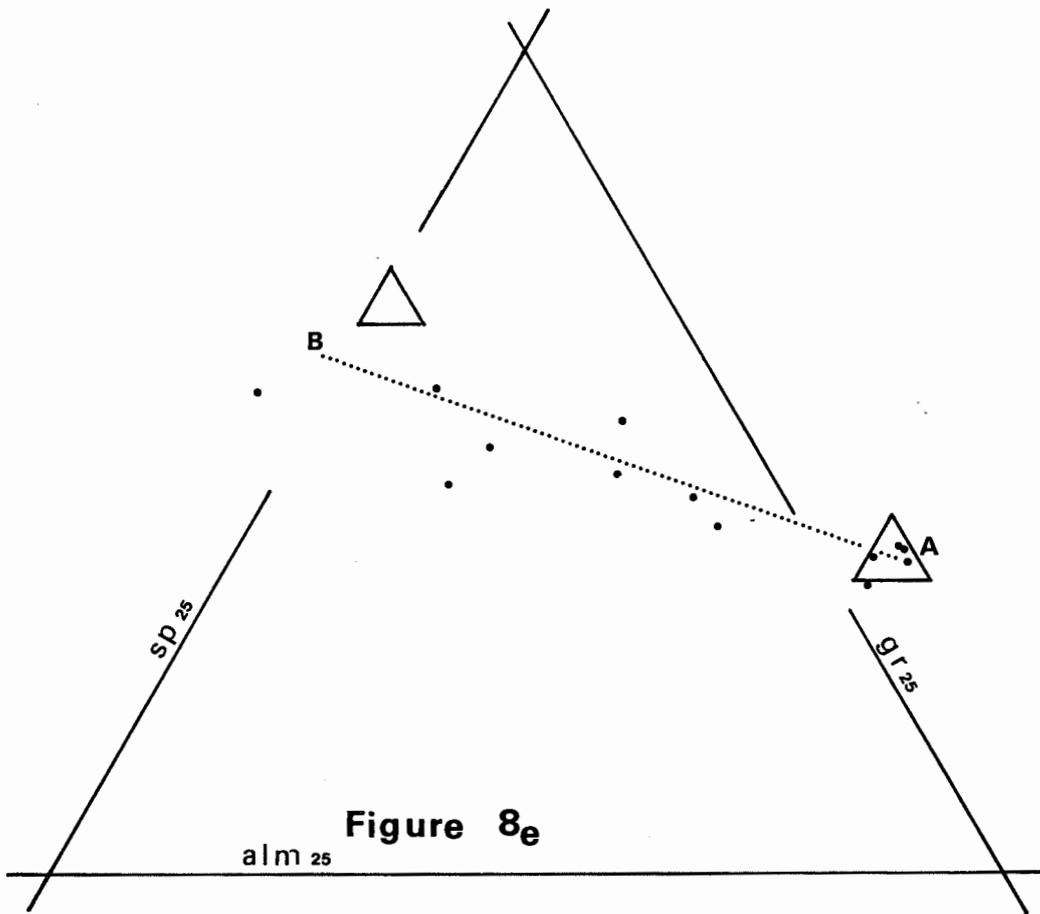


Figure 8b







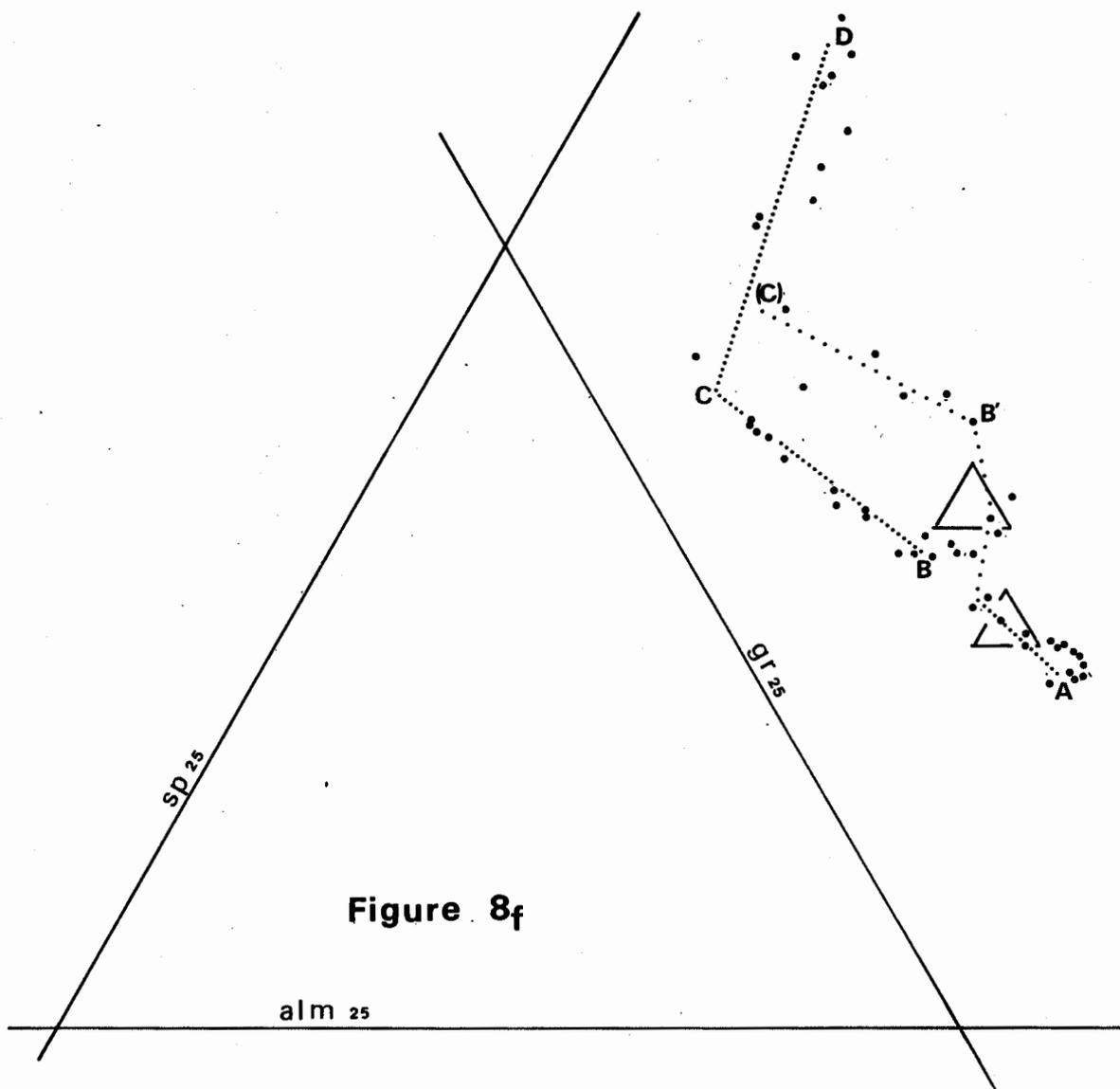


Figure 8f

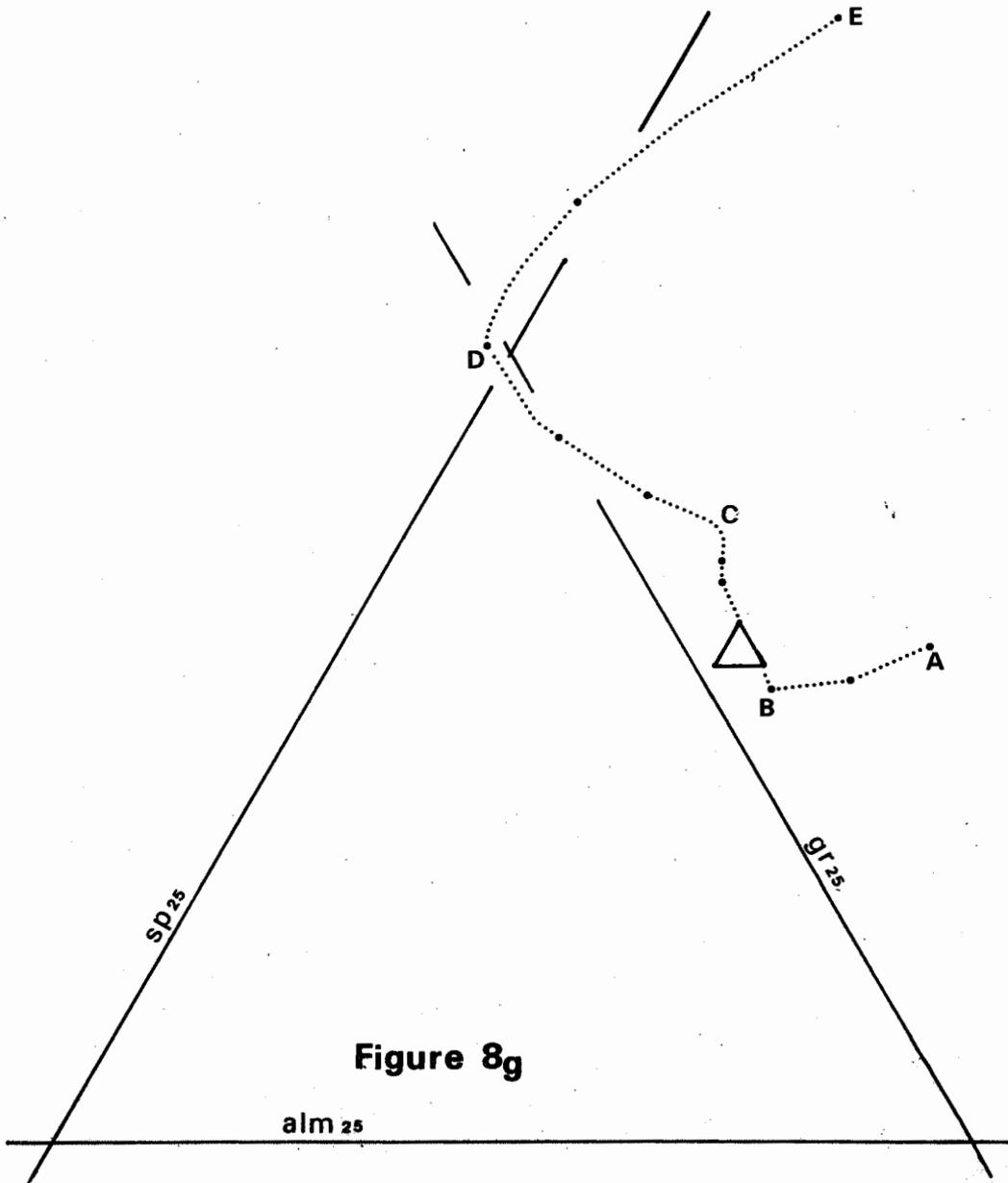
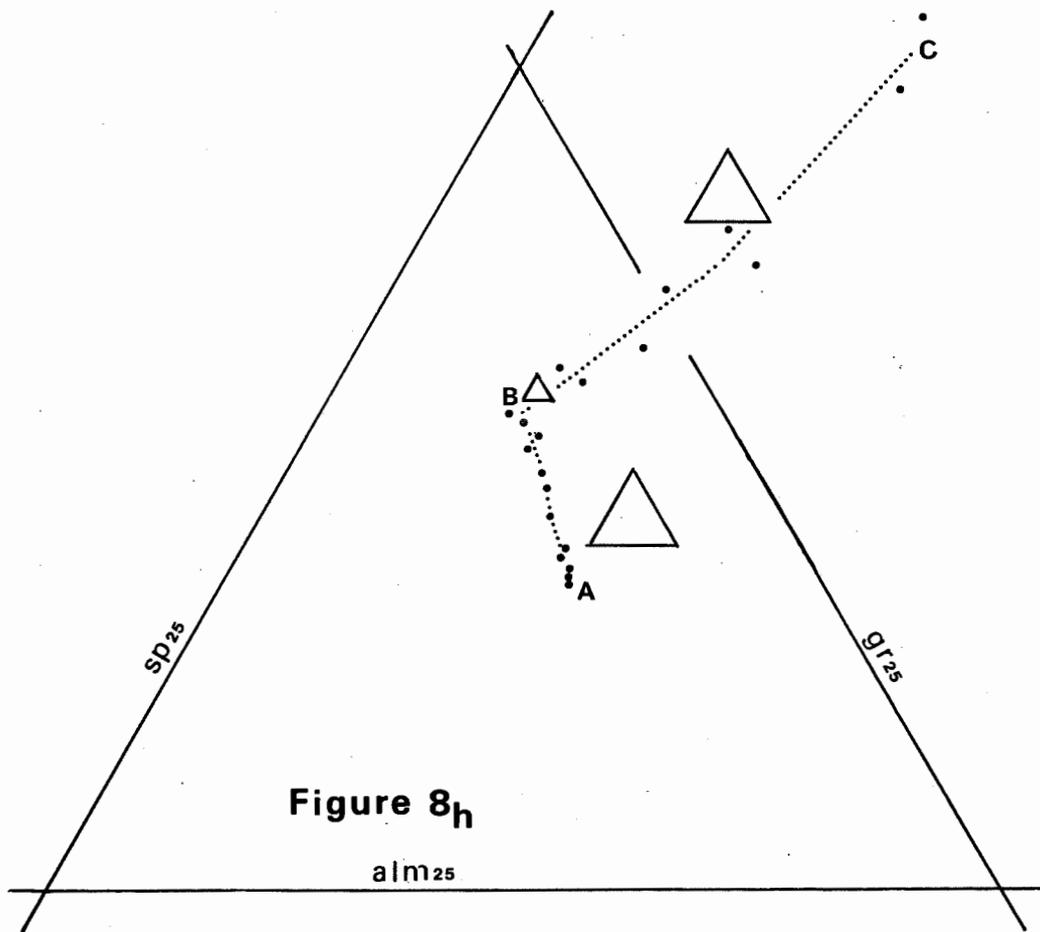


Figure 8g

alm 25



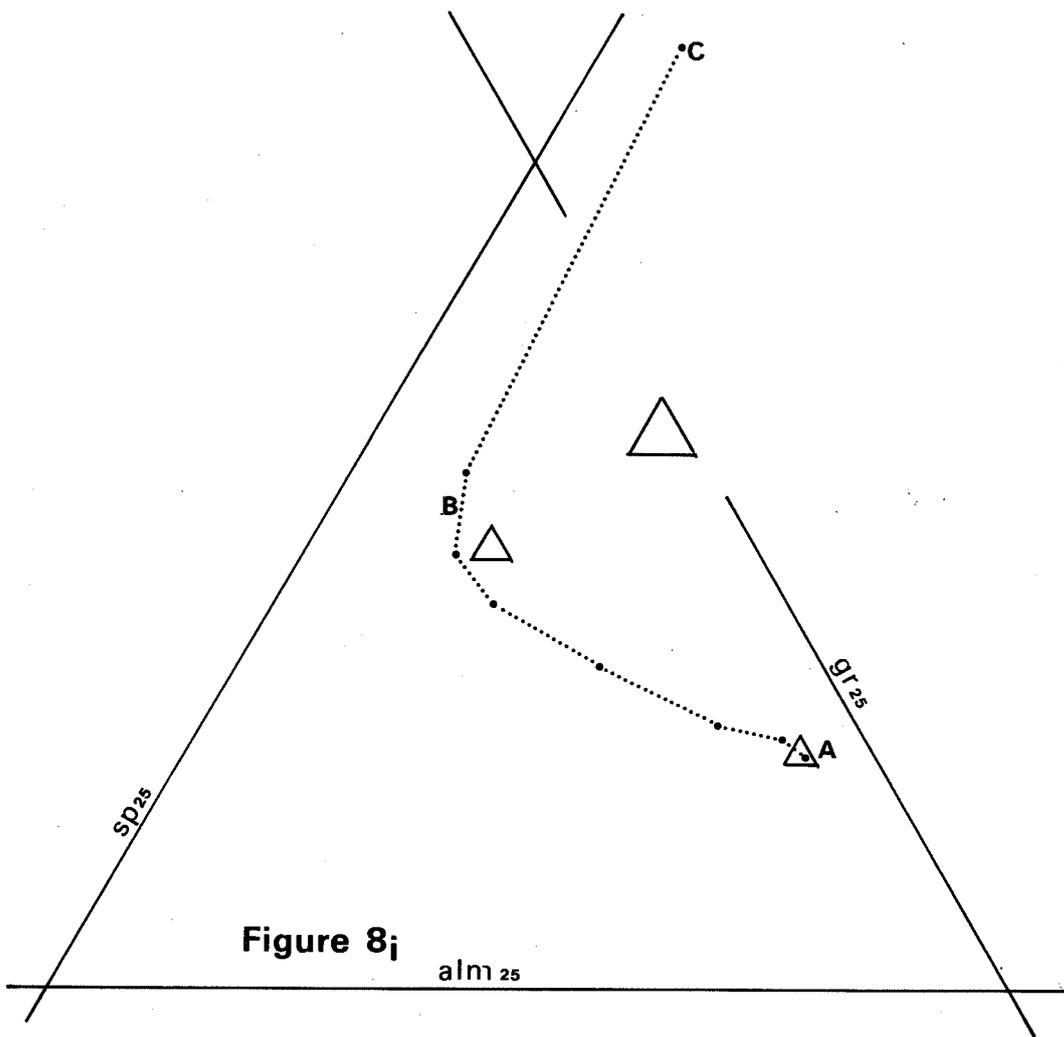


Figure 8j

alm_{25}

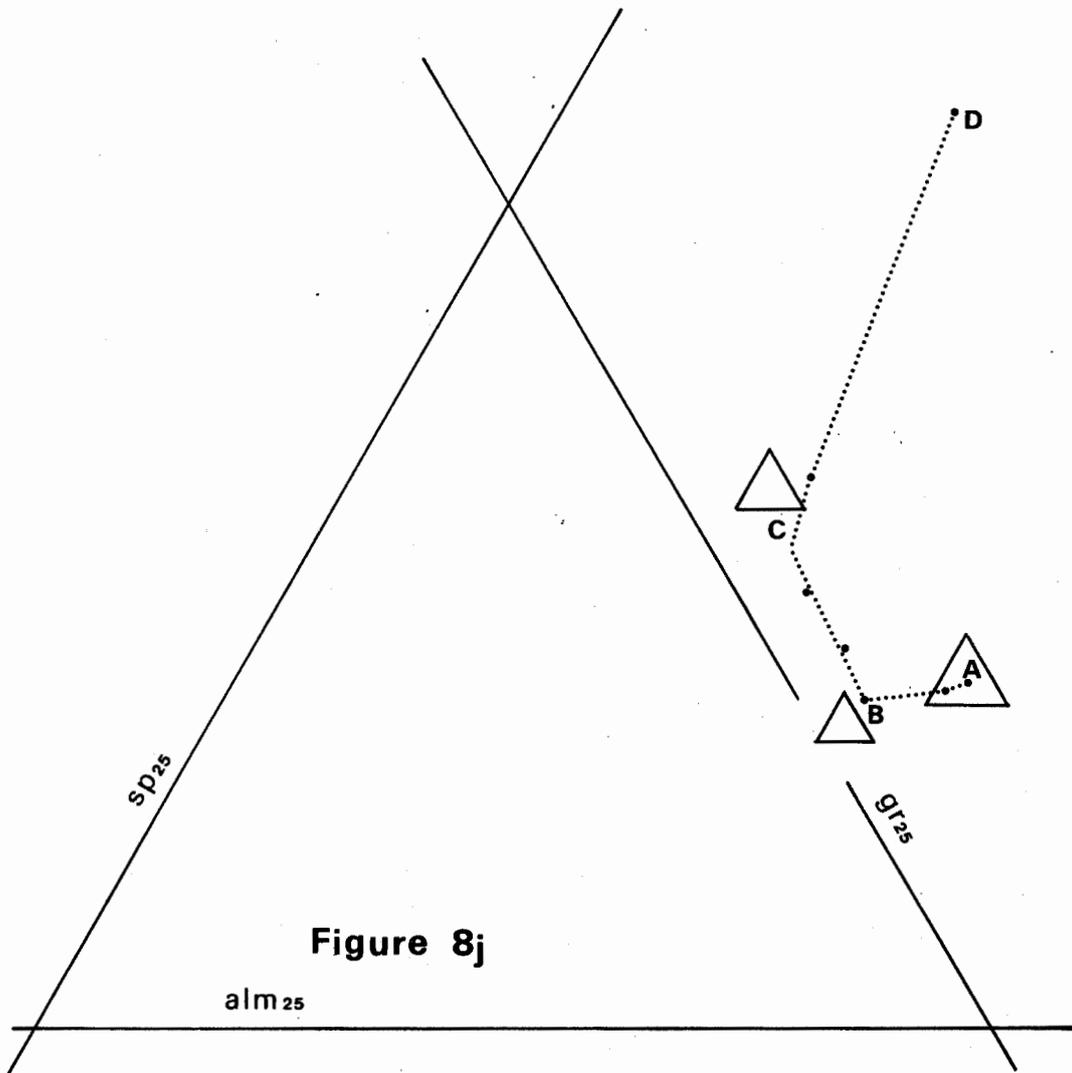


Figure 8j

alm₂₅

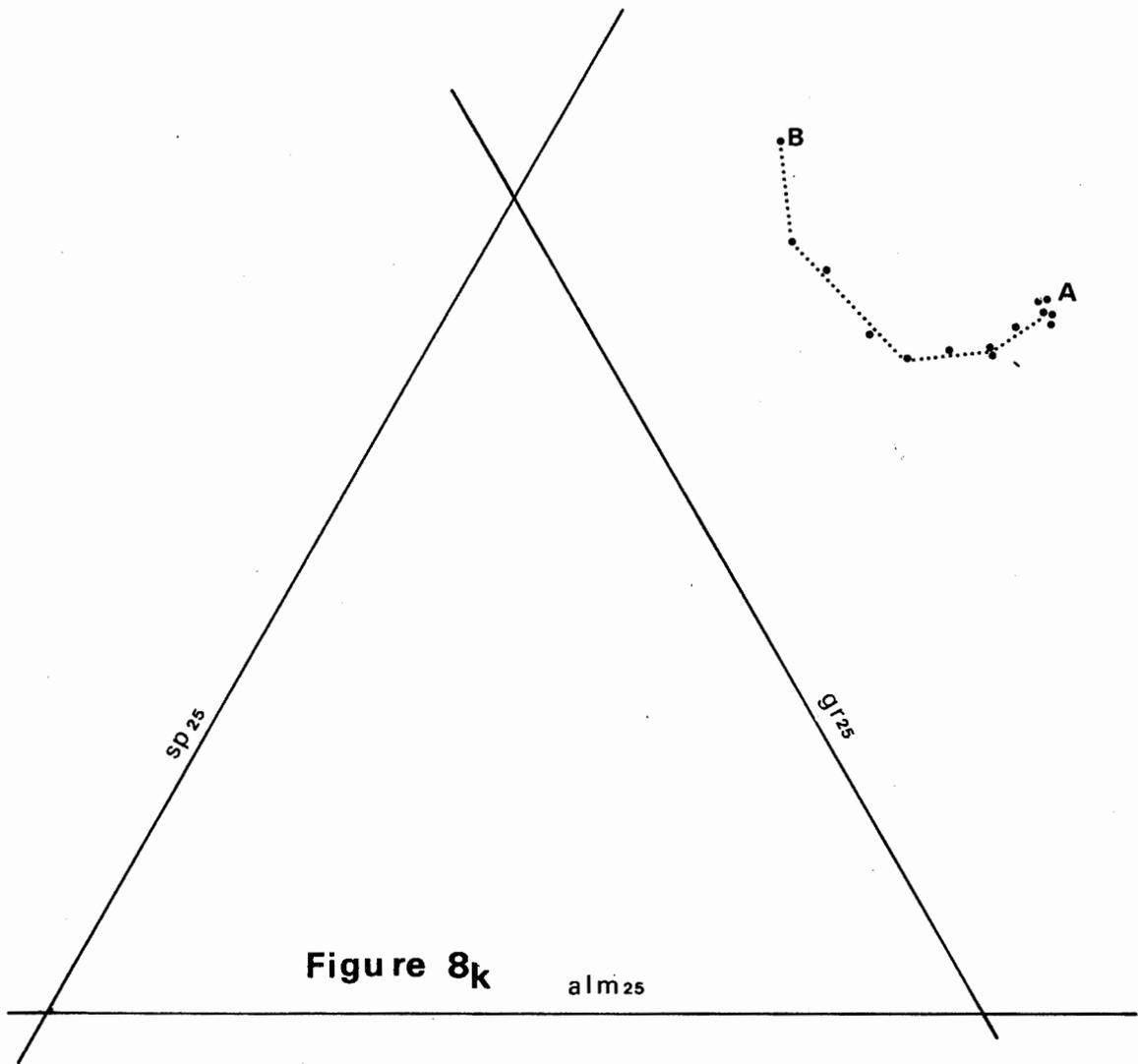


Figure 8_k

alm₂₅

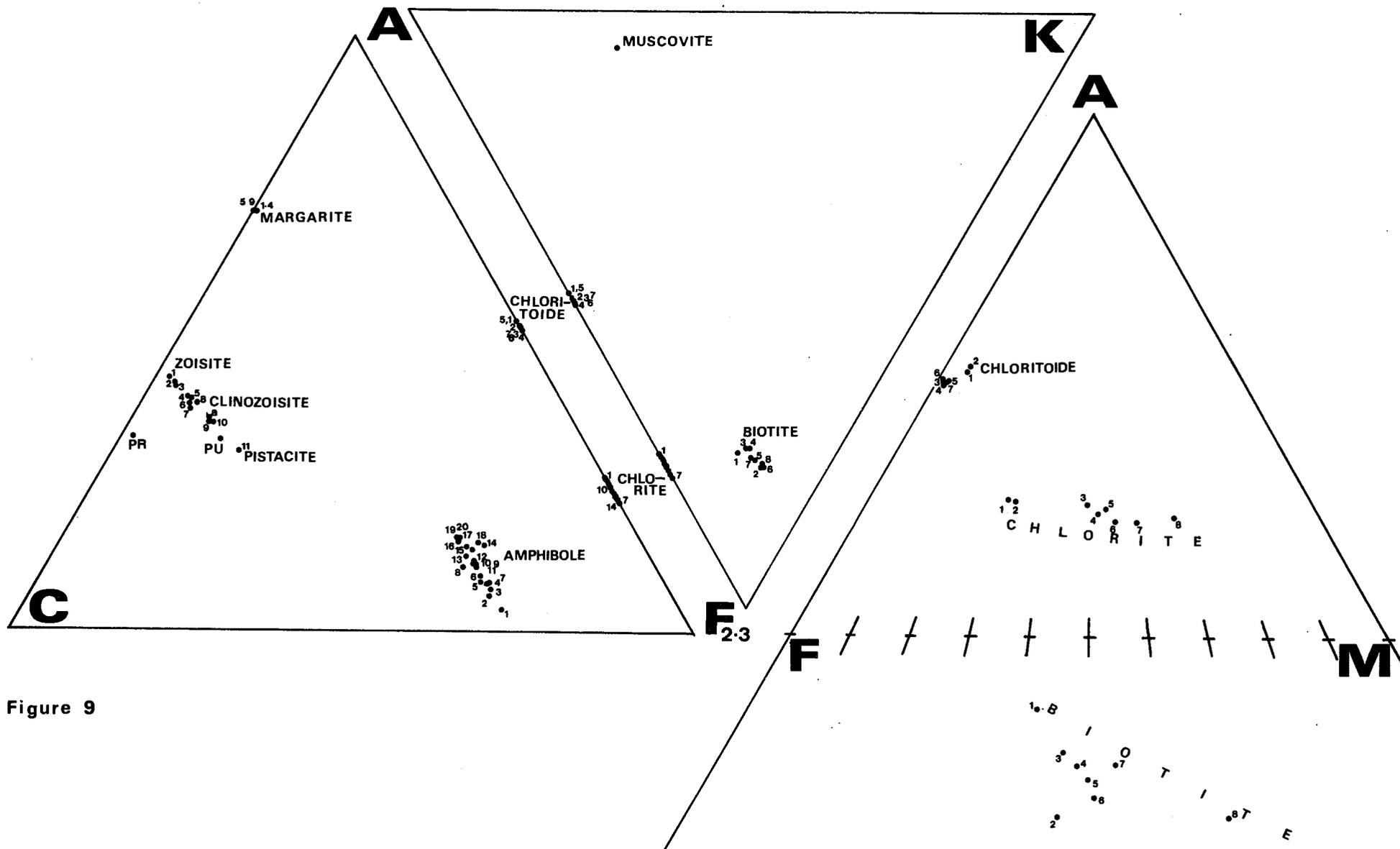


Figure 9

Figure 9 - DIAGRAMMES A.C.F., A.K.F. et A.F.M. DES MINERAUX
ANALYSES (à l'exclusion des grenats, des feldspaths,
des ilménites et des kaolinites).

Le fer ferrique ne pouvant être distingué du fer ferreux sous la microsonde, a été additionné au groupe F (Il en résulte un étalement des analyses des minéraux du groupe de l'épidote).

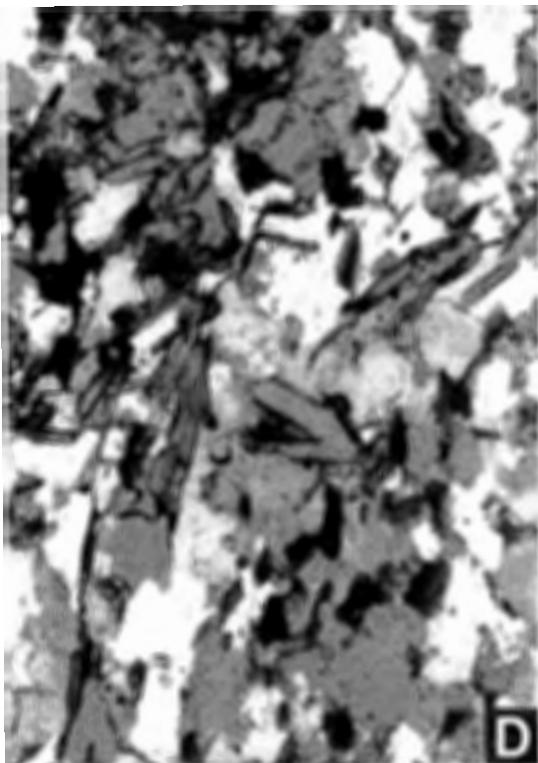
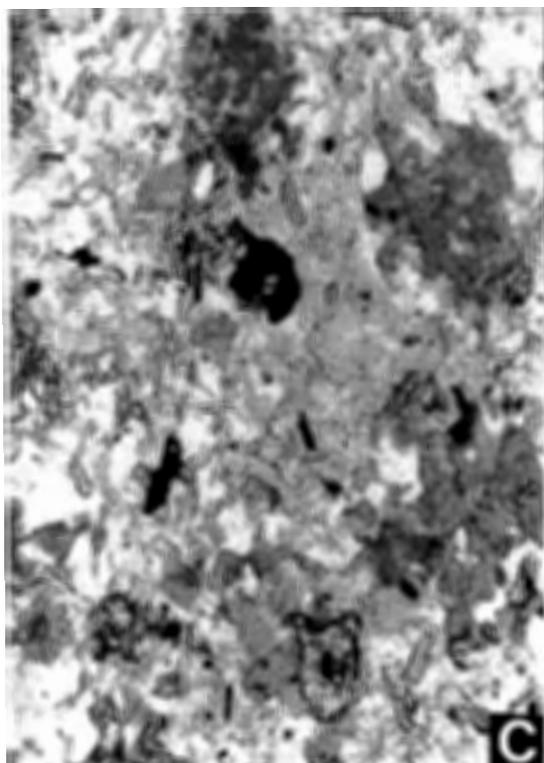
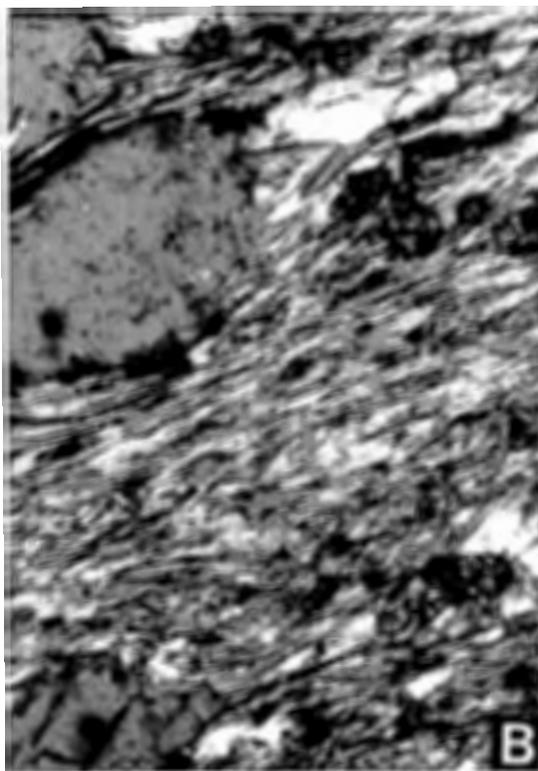
Dans un diagramme A.F.M. il a été tenu compte de la teneur en manganèse du chloritoïde, pour lequel $M = Mg/(Mg+Fe+Mn)$.

La prehnite et la pumpellyite sont désignées PR et PU.

P L A N C H E I

- A - Grain de biotite porphyroblastique dans une veinule de quartz et de plagioclase, dans une cornéite du Serpont (LM 239). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 0,9 x 1,25 mm.*
- B - Biotite porphyroblastique dans un chloritoschiste à épidote, de Freux (LM 241). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 0,9 x 1,25 mm.* Les porphyroblastes de biotite de forme arrondie sont contournés par la chlorite réglée de la matrice. L'épidote en petits grains se reconnaît à son relief élevé.
- C - Poeciloblastes de biotite dans une cornéite de Freux (sondage 24m2; R 23). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 0,57 x 0,80 mm.* Outre la biotite, on reconnaît sur cette photo, le quartz (en blanc), le plagioclase (en gris clair) et quelques petits grains de pistacite (à relief élevé).
- D - Biotite et chlorite lamellaires dans une cornéite de Serpont (LM 252). *Microphotographie en lumière partiellement polarisée; champ de 0,6 x 0,9 mm.*

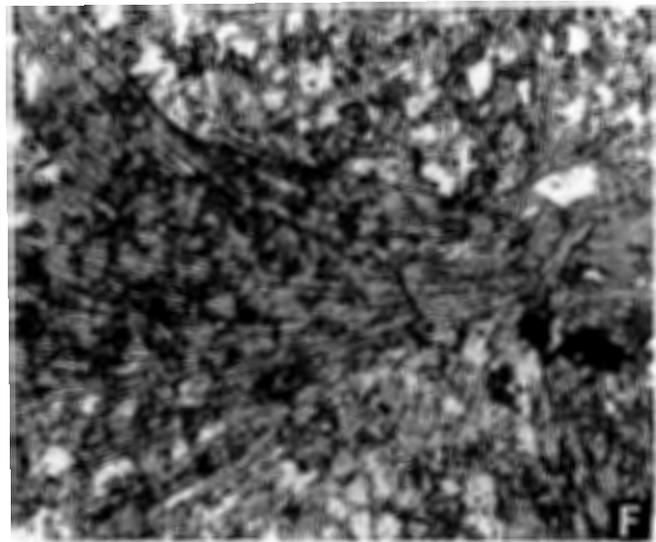
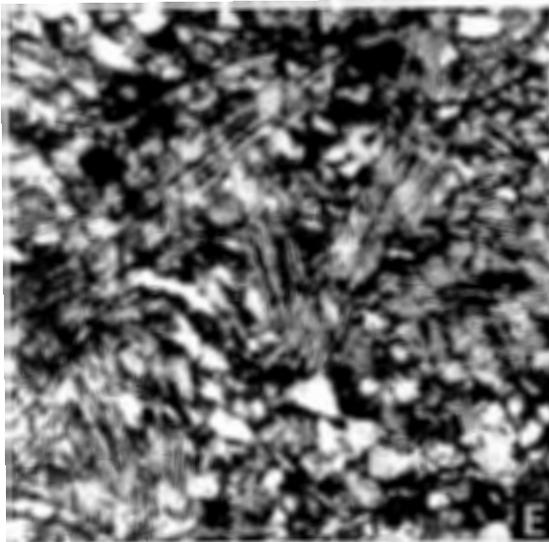
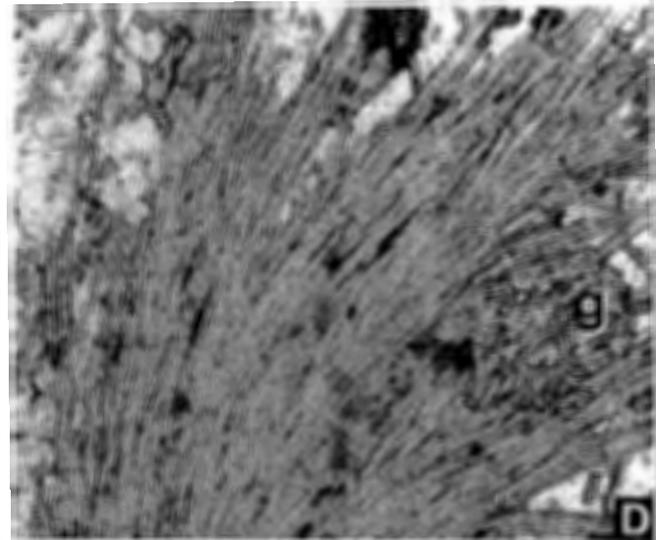
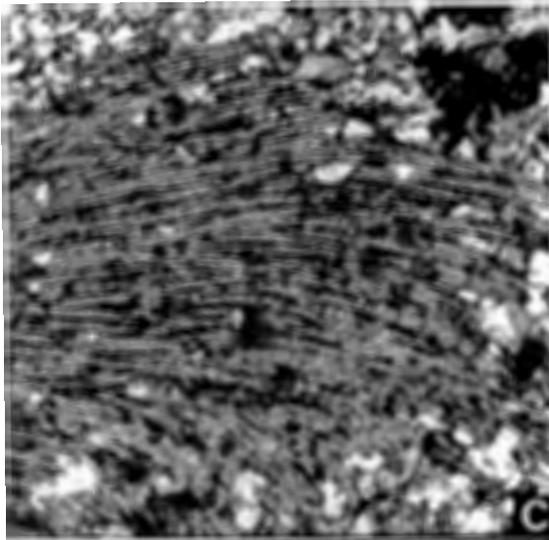
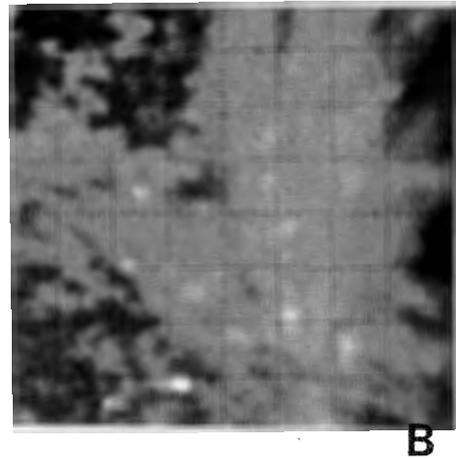
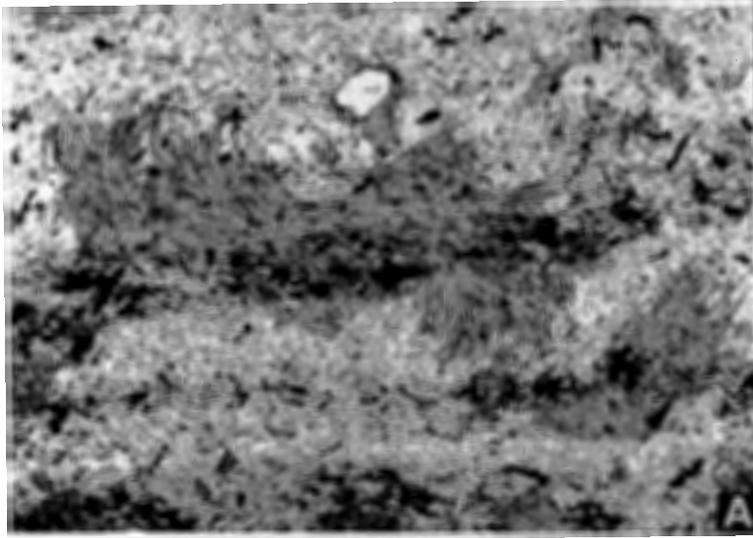
PLANCHE I



P L A N C H E II

- A - Amphibole en gerbe, en queue de coq, dans une amphibolite de Libramont. *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 5,4 x 7,6 mm.*
Des petits niveaux, plus riches en sphène et ilménite, soulignent la stratification de la roche. La matrice microcristalline de celle-ci est composée de 50 % de quartz (en blanc) et de 50 % de plagioclase calcique - (au moins une bytownite - gris clair, à relief plus élevé que le quartz). Dans la matrice, baignent de petits idioblastes de clinozoïsite à peine discernables sur cette photo.
- B - Amphibolite de Libramont (R 6, LM 128). *Image par rétrodiffusion d'électrons couvrant un champ de 800 x 800 microns.*
Plage contenant deux gerbes d'amphibole bourrées d'inclusions que nous rapportons à l'allanite. La rétrodiffusion plus importante au niveau de ces inclusions, est liée au poids atomique élevé de leurs constituants lanthanides. (En microscopie ordinaire, ces inclusions sont entourées d'un halo pléochroïque).
- C - F Amphibole en gerbe dans des amphibolites de Libramont. *Microphotographies en lumière naturelle. Champs de 0,9 x 0,9 mm (C-E) et de 0,9 x 1,05 mm (D-F).*
La photo C montre que le graphite de la matrice a été pincé entre les aiguilles d'amphibole qui constituent la gerbe. Dans la photo E, le graphite dessine, au travers des gerbes d'amphibole, le contour des grains détritiques de la roche originelle.
Dans la partie droite de la photo D, on observe un grenat (g) cristallisant au dépens de l'amphibole et contenant des inclusions de celle-ci.

PLANCHE II



P L A N C H E III

A, B, C, D - Différents aspects des "macules" dans une épidotite.

Microphotographies en lumière naturelle (B, C, D) et entre nicols croisés (A); champ de 0,9 x 1,25 mm.

Ces photos montrent que les macules sont constituées d'un faisceau monocristallin de fibres de trémolite associées à du quartz microgranoblastique. On observe en outre qu'elles contiennent des grains de clinzoisite (et parfois aussi de grenat) identiques à ceux de la matrice (cfr. Pl. VI, E et F); les macules ont par conséquent cristallisé à un moment où ces minéraux existaient déjà dans la roche, c'est-à-dire à un stade avancé du métamorphisme.

Elles sont entourées d'un liseré opaque de graphite qui souligne clairement le contour idioblastique du minéral initial (A et B) et sont elles-mêmes dépigmentées. Ceci montre que le graphite a été refoulé sur les bords du minéral initial au cours de sa croissance.

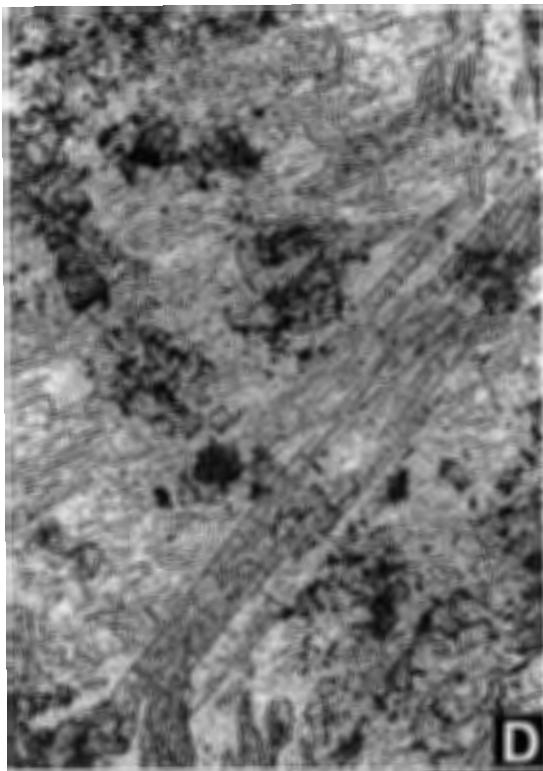
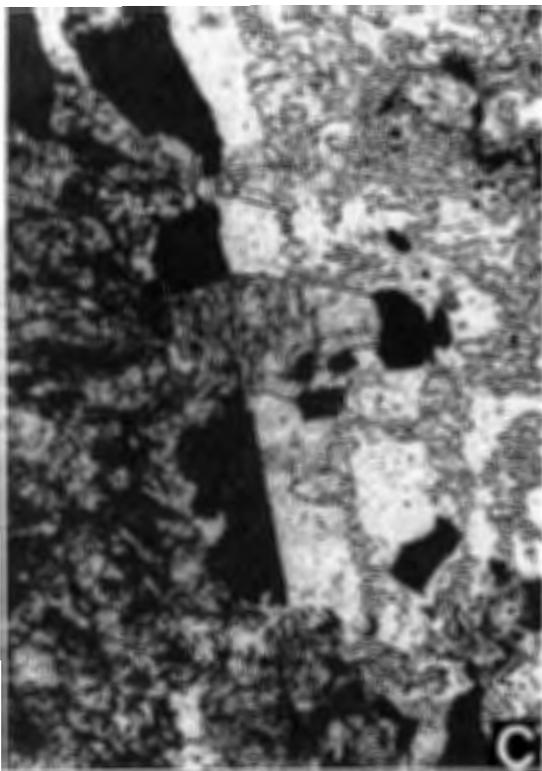
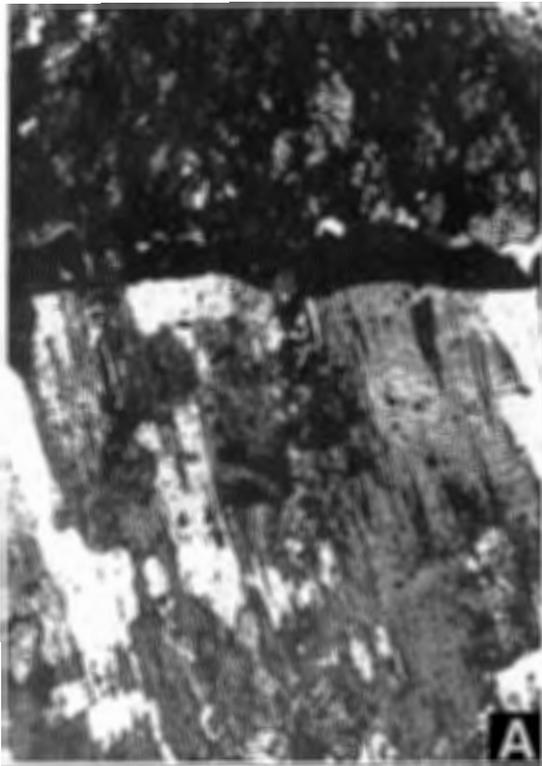
Ne font exception que : 1) le graphite inclus dans ou entre les inclusions de clinzoisite (p. ex. D) et 2) des fragments du liseré graphitique marquant des arrêts localisés de la croissance d'une face cristalline et qui ont été enclavés latéralement par la reprise de la cristallisation (C).

Ces divers critères démontrent que les macules sont bien des porphyroblastes.

D'autre part on constate que le liseré graphitique ne s'appuie pas partout sur l'amphibole, mais souvent sur le quartz (A, B, C). La forme cristalline dessinée par le liseré graphitique n'est donc pas une forme de croissance de l'amphibole. Il s'agit d'une pseudomorphose; l'amphibole des macules ne peut avoir été le minéral porphyroblastique initial, malgré que la forme des macules soit une forme de l'amphibole (P. de Béthune, 1966). Cette forme peut aussi être celle d'un pyroxène; il est donc raisonnable d'y voir une pseudomorphose de diopside avec orientation épitaxiale de l'amphibole d'ouraltisation.

On remarquera en outre que les macules contiennent parfois des gerbes d'amphibole discordantes. Ces cristaux (D) sont toutefois parfaitement clairs; ils ont donc cristallisé dans un milieu dont le graphite avait été préalablement refoulé lors de la croissance du diopside, et sont donc également des amphiboles d'ouraltisation sans orientation épitaxiale.

PLANCHE III



P L A N C H E I V

- A - B Grain idioblastique de clinzoïsite zonée, dans une amphibolite de Libramont (R 6, LM 128), baignant dans une matrice microcristalline de plagioclase calcique. *Microphotographie en lumière naturelle (A) et entre nicols croisés (B)*. Champ de 0,23 x 0,27 mm.

La photo B permet de distinguer le centre du grain, caractérisé par une biréfringence blanche à jaune du 1er ordre (gris-clair sur la photo) et une couronne externe caractérisée par des teintes bleu-anomal (gris-foncé sur la photo). Le bord tout à fait externe du grain est vraisemblablement constitué de zoïsite (à l'extinction sur la photo B).

- C - D Grains idioblastiques de clinzoïsite cristallisant dans une matrice microcristalline de plagioclase (Libramont, amphibolites, R 8 et R 10). *Microphotographies en lumière naturelle*. Champ de 0,9 x 0,9 mm.

La photo C montre également de l'amphibole (a); quelques grains de sphène (s - gris foncé sur les photos) se reconnaissent à leur relief plus élevé.

- E - Grains subidioblastiques de pistacite dans une cornéïte de Freux (R 21). *Microphotographie en lumière naturelle*, Champ de 0,57 x 0,57 mm.

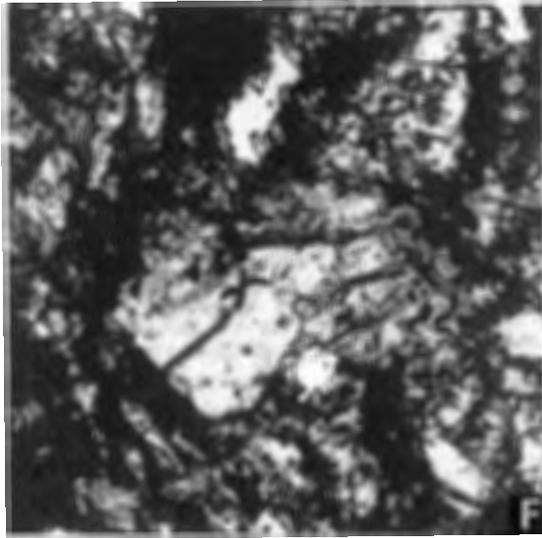
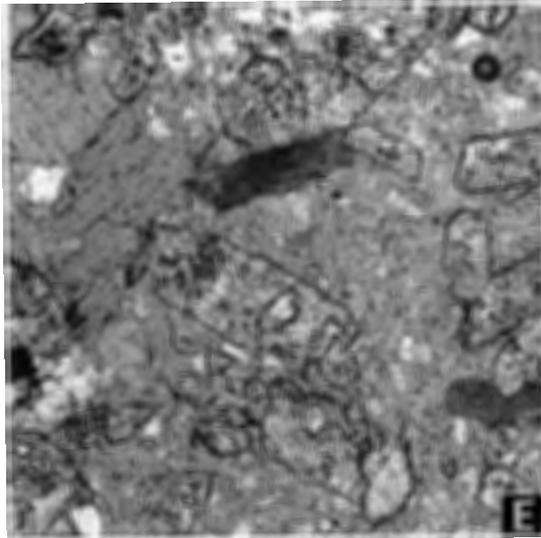
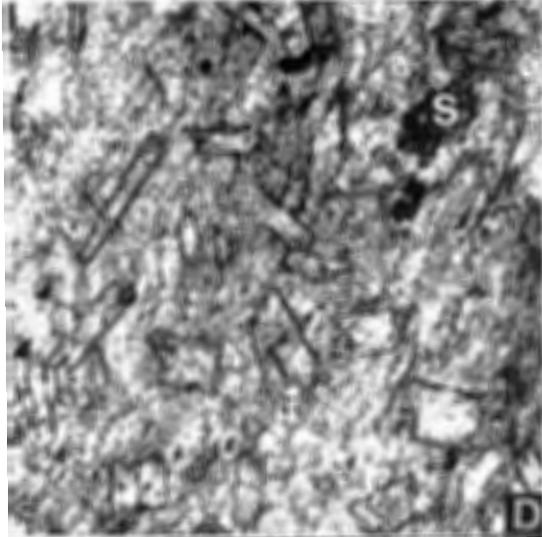
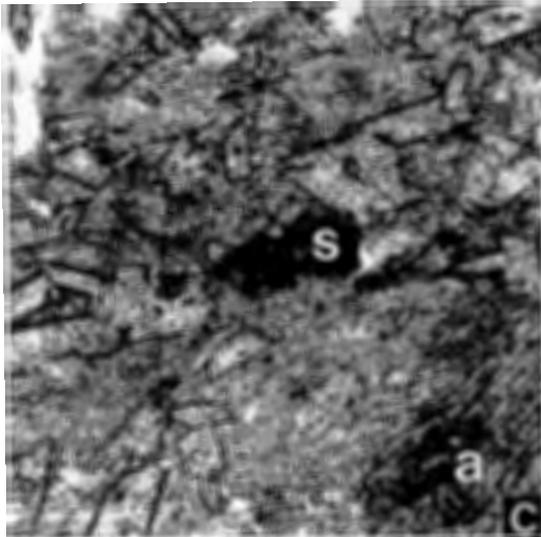
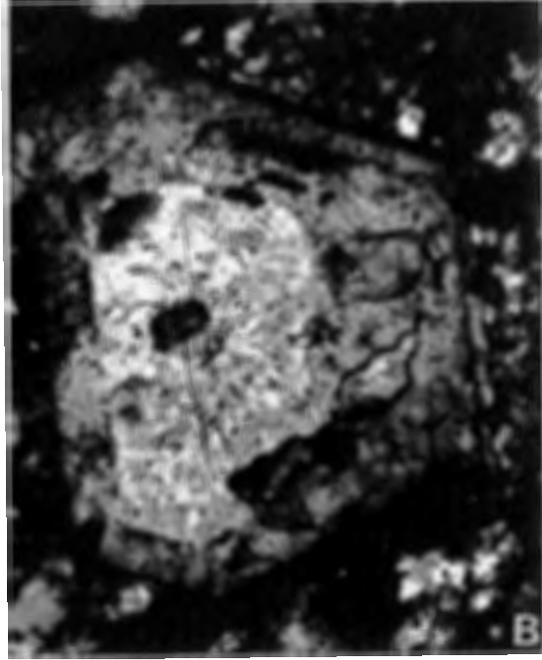
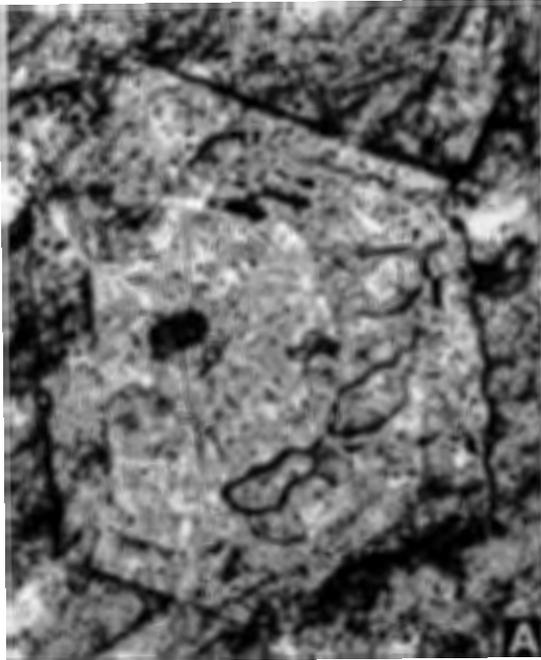
Outre la pistacite, on reconnaît aisément des grains de biotite. La matrice de la roche est constituée de plagioclase microcristallin (gris clair) et de quartz (blanc) et contient de nombreuses petites paillettes de chlorite difficilement identifiable sur cette photo.

- F - Grain xénoblastique de zoïsite isolé dans une matrice granoblastique de clinzoïsite et de quartz (Libramont, épidotite R 2, LM 142). *Microphotographie en lumière naturelle*. Champ de 0,57 x 0,57 mm.

Les analyses Ep1 à Ep3 (Tableau IVa) correspondent à des zoïsites de ce type.

La matrice de la roche est fortement obscurcie par du pigment graphique abondant qui se retrouve parfois pincé entre les différents grains d'épidote.

PLANCHE IV



P L A N C H E V

A - B Section diamétrale au travers d'un grenat pyrénéite, parfaitement idioblastique, montrant un dessin étoilé à six branches (quartzite à plagioclase et grenat de la Forêt de Luchy (LM 257).

A *Microphotographie en lumière réfléchie (partie supérieure) et en lumière naturelle (partie inférieure) Champ de 1,4 x 2,0 mm.*

B *Même champ entre nicols croisés.*

En lumière naturelle, (photo A), la mésostase de la roche est entièrement obscurcie par la présence d'un pigment graphitique abondant. On peut le mieux juger de la granularité de la roche sur la partie de la photo en lumière réfléchie.

La photo B montre l'anisotropie sectorielle de ce grenat. Les profils de la figure 7j et 8j ainsi que les analyses G 16 1-3 (Tableau Vf), correspondent à ce type de grenat.

C - Section perpendiculaire à un axe binaire dans un grenat pyrénéite, dans une amphibolite de Libramont (R 15). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,9 x 1,25 mm.* On distingue la percée de deux axes quaternaires et de deux axes ternaires.

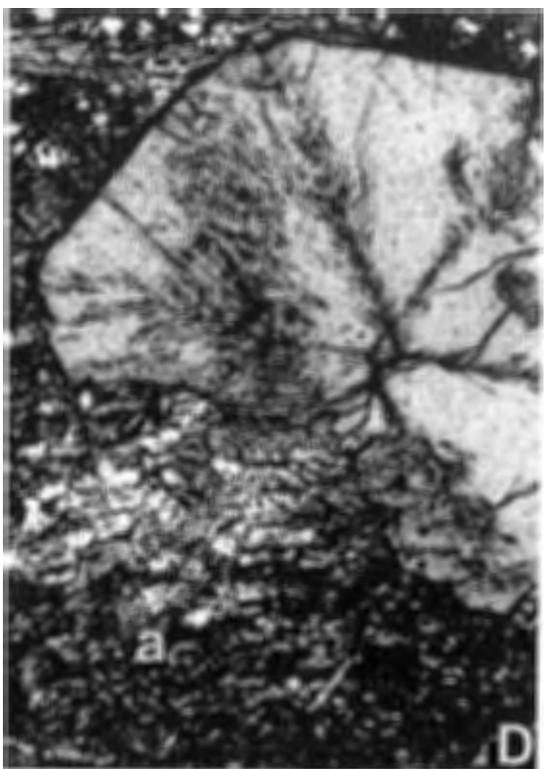
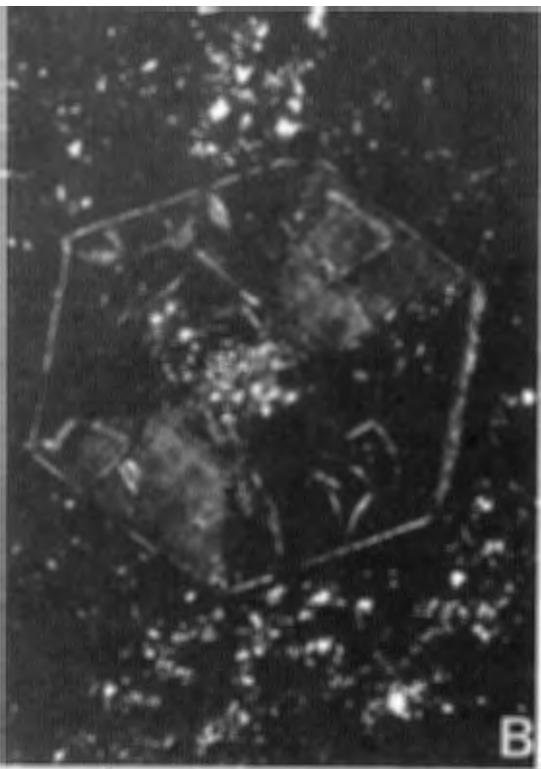
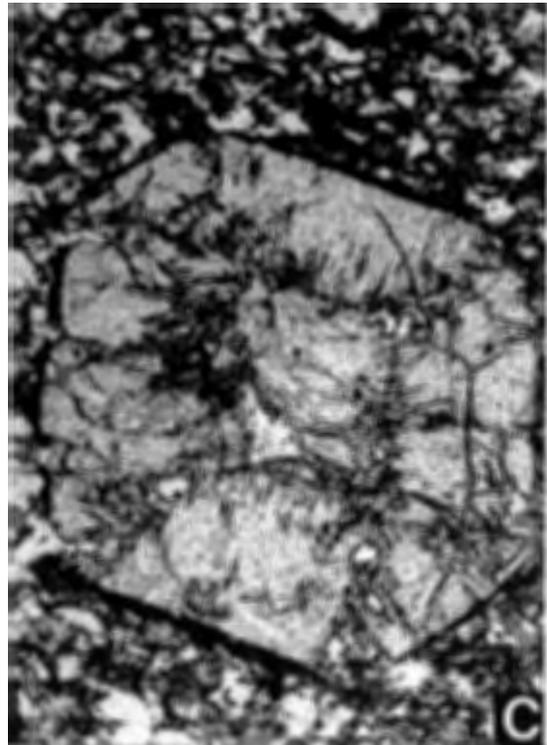
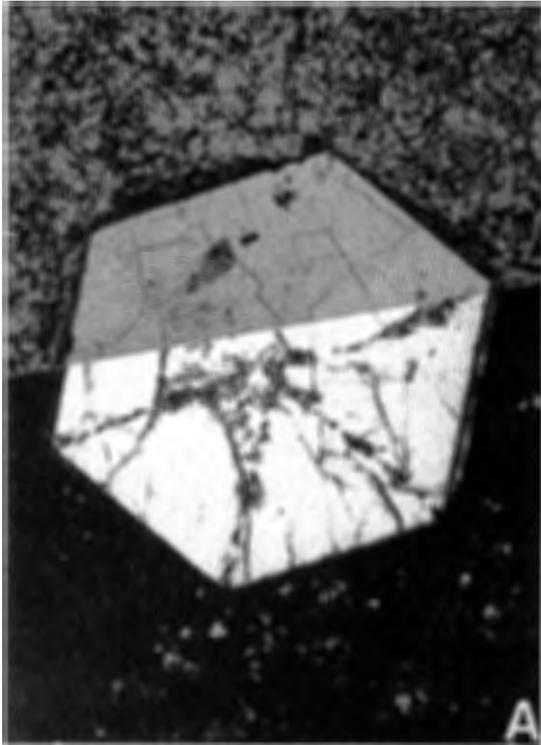
On remarque le liseré de graphite bordant le grenat suggérant que celui-ci l'a refoulé en cours de croissance. La matrice de la roche est composée de quartz (blanc) et de plagioclase calcique (gris) et contient un pigment graphitique diffus.

D - Section presque centrale d'un grenat pyrénéite dans une roche à amphibole chloritisée (a). (La Mouline, R 25-29, LM 146). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ 1,4 x 2,0 mm.*

Section partiellement idioblastique avec fin liseré de graphite sur les bords.

Les profils de la figure 7h et 8h ainsi que les analyses G 10, G 11 1-2 (Tableau Ve) ont été effectués dans des grenats de ce type.

PLANCHE V



P L A N C H E VI

A - B Grenat en roue de chariot (La Mouline, R 26, LM 201). *Microphotographies en lumière naturelle (A) et réfléchie (B) Champ de 1,4 x 1,4 mm.*

Les profils des fig. 7g et 8g et l'analyse G 12 (Tableau Ve) correspondent à ce type de grenat.

Le reste de la roche est composé de grains de quartz cimentés par un minéral argileux secondaire (altération de la chlorite). Les petits grains blancs (en lumière réfléchie) sont de l'ilménite.

C - D Section non diamétrale, recoupant un rayon d'un grenat en roue de chariot de la même roche. *Microphotographie en lumière naturelle (C) et réfléchie (D) Champ de 1,4 x 1,4 mm.*

L'analyse G 12 (Tableau Ve) a été effectuée au centre de cette section.

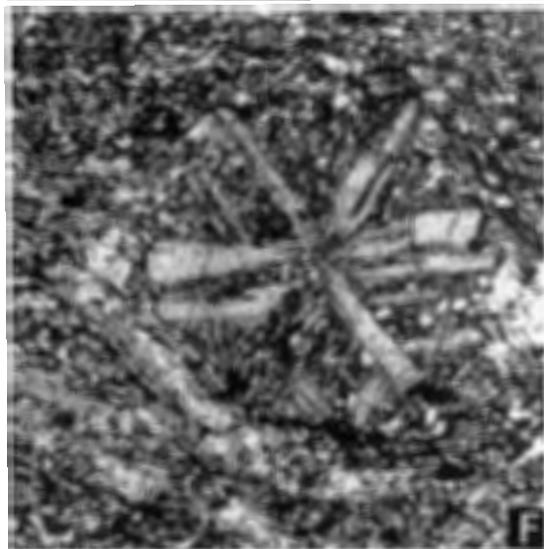
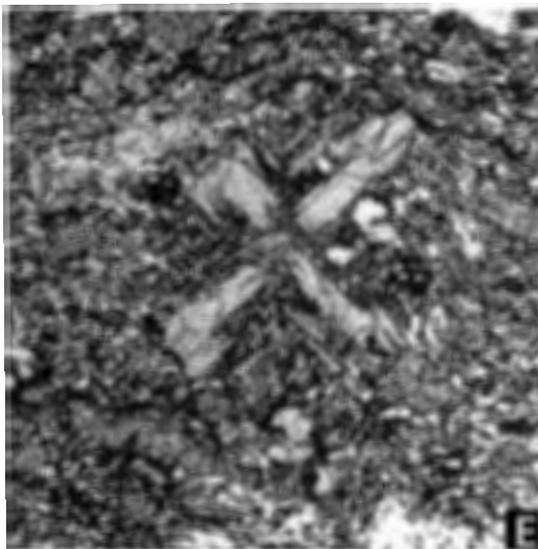
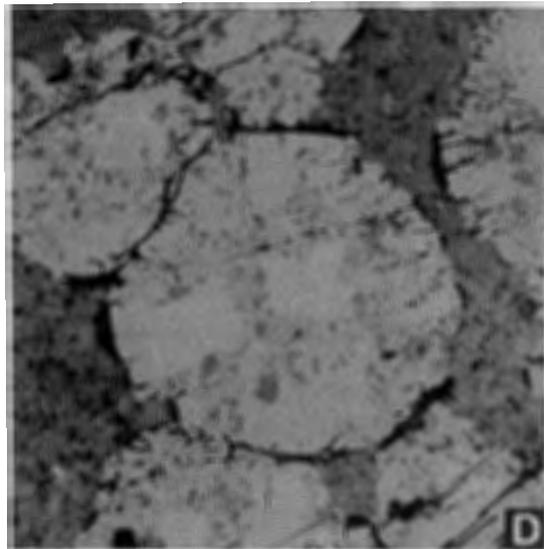
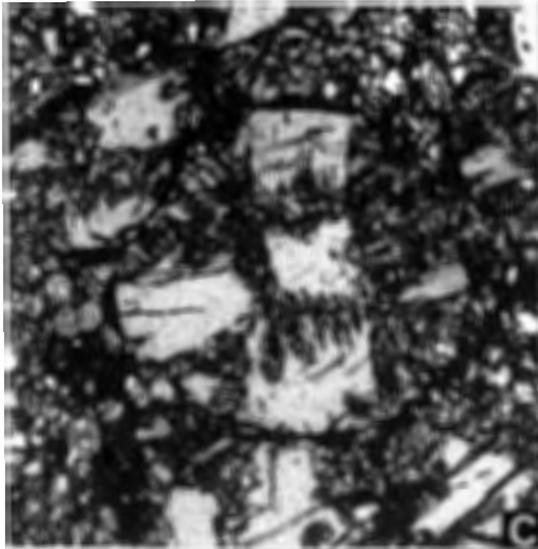
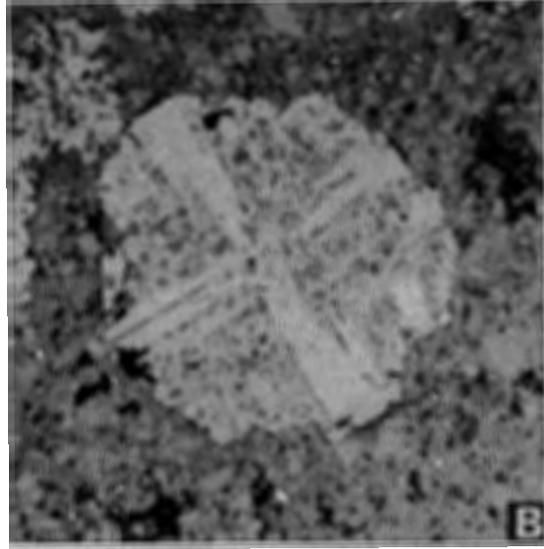
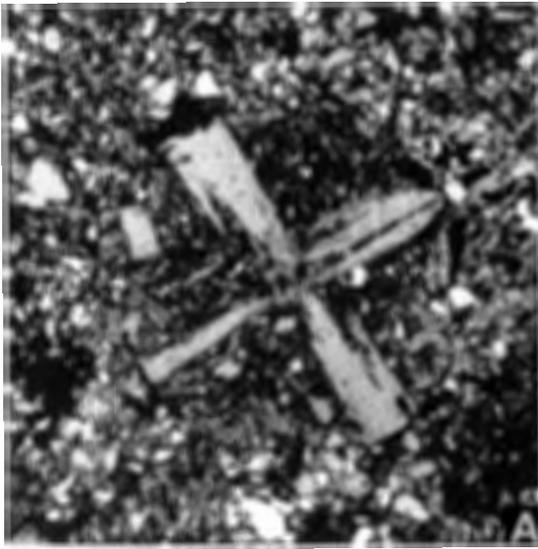
E - F Grenats en roue de chariot à quatre (E) et à six (F) rayons. (Epidotite de Libramont, R 3). *Microphotographies en lumière naturelle. Champ de 2,3 x 2,3 mm.*

Les profils de la figure 7a et 8a et les analyses du Tableau Va et Vb, ont été effectués dans un grenat de ce type.

La mésostase de la roche est composée principalement de clinzoisite (gris) et de quartz (blanc) et est assombrie par un pigment graphitique abondant.

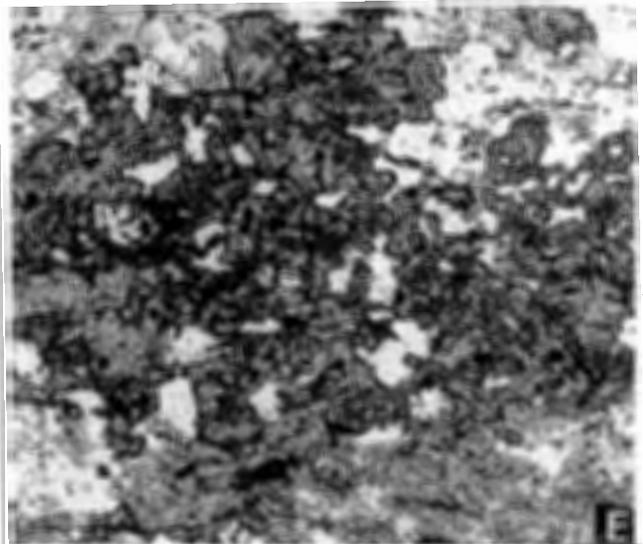
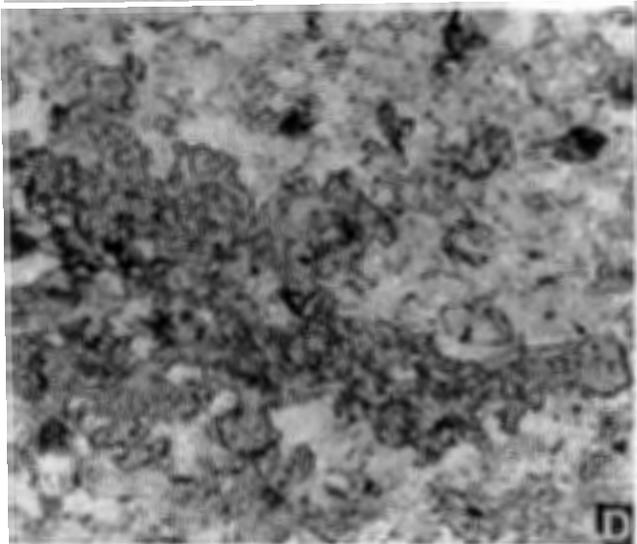
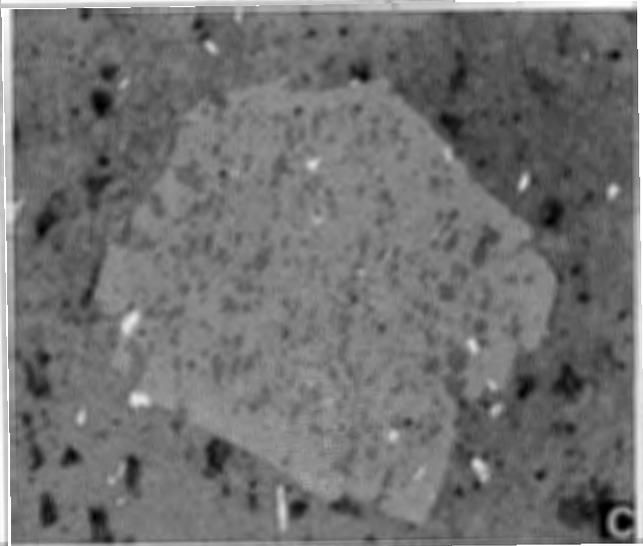
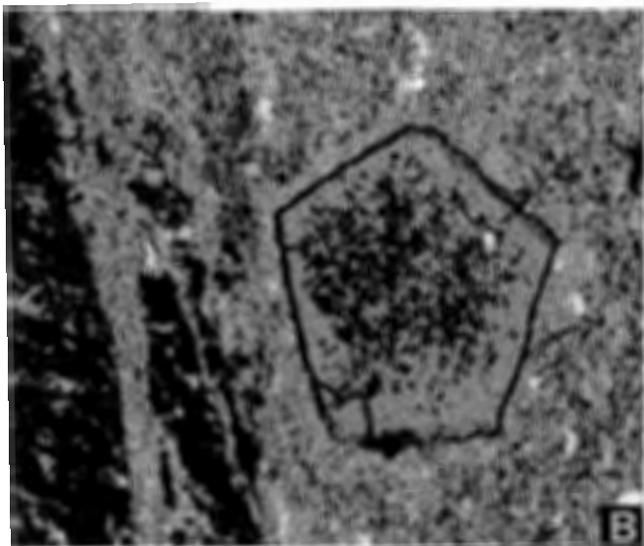
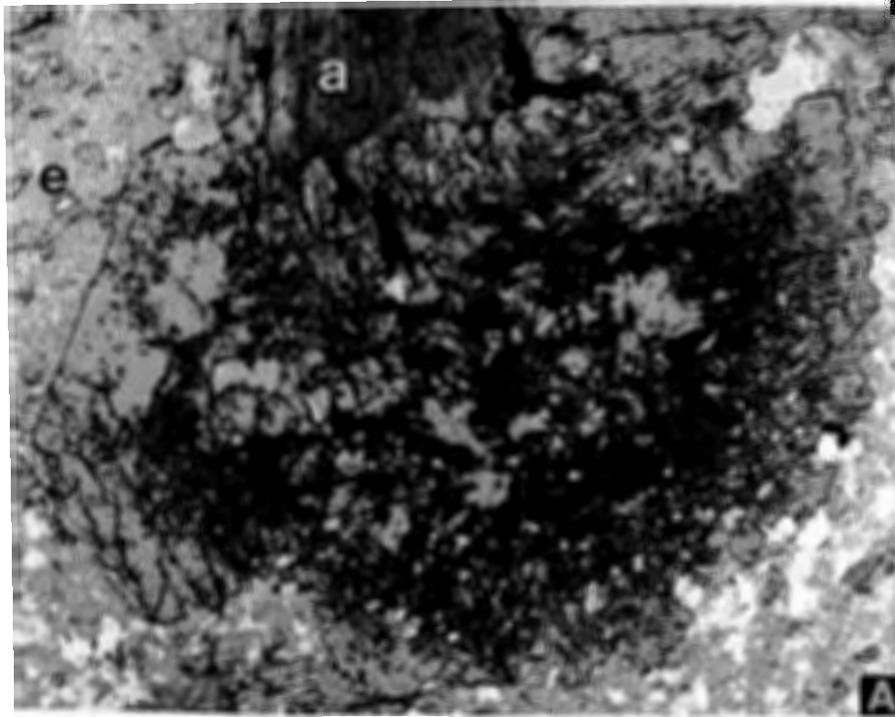
On remarquera que les grenats de cette planche paraissent résulter d'une cristallisation dendritique (Atherton, communication personnelle).

PLANCHE VI



P L A N C H E VII

- A - Grenat porphyroblastique dans une amphibolite de La Mouline (R 13, LM 166). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 1,8 x 2,3 mm.*
Les profils de la fig. 7d et 8d correspondent à ce type de grenat. Les analyses G 3 1-4 (Tableau Vc) ont été effectuées dans ce grenat. La partie supérieure de la photo, montre une amphibole en gerbe (a), partiellement englobée par le grenat et incomplètement digérée par celui-ci. Le grenat baigne dans une matrice microcristalline de quartz (en blanc) et de plagioclase calcique (en gris) (An 88). La matrice renferme également de petits idioblastes de clinozoïsite (e), visibles dans la partie supérieure gauche de la photo.
- B - Grenat idioblastique à structure en tamis, baignant dans une plage microcristalline de plagioclase (oligoclase-andésine) et de quartz, avec une pigmentation diffuse de graphite. (La Mouline R 25-29, LM 146). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,9 x 1,0 mm.*
La partie gauche de la photo montre deux plages totalement obscurcies par la présence d'un pigment graphitique abondant.
- C - Grenat subidioblastique et poeciloblastique baignant dans une plage microcristalline de bytownite et accessoirement de quartz et de biotite. (La Mouline, R 22, LM 202). *Microphotographie en lumière réfléchie. Champ de 0,9 x 1,0 mm.*
Les profils de la figure 7f et 8f et les analyses G 13 et G 14 (Tableau Ve) correspondent à ce type de grenat. Les petits grains blancs sont de l'ilménite.
- D - E Grenats totalement xénoblastiques, de forme squelettique (Libramont, Amphibolite). *Microphotographies en lumière transmise. Champ 0,9 x 1,0 mm.*
Les grenats baignent dans une roche composée de grains de quartz (en blanc) cimentés par du plagioclase calcique (grains grisâtres à relief plus élevé que le quartz).



P L A N C H E VIII

A - Phyllade à grenat et chloritoïde (Moulin de Remagne, LM 488). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 1,5 x 2,25 mm.*

On remarque quelques porphyroblastes de grenat (g) et de chloritoïde (c) contournés par le clivage de crénulation (-S-) qui traverse la matrice de quartz, chlorite et séricite. On notera que ces grenats sont exceptionnellement grands en comparaison de ceux qu'on rencontre parfois dans les roches pélitiques.

B - Distribution du Calcium dans le grenat (g) de la photo A. *Image électronique (raie CaK). Un carré couvre 25 x 25 microns.*

On remarquera que la teneur en Ca augmente du centre vers le bord du grenat; cfr. le profil Ca de la figure 7k et la trajectoire de la figure 8k. Les inclusions d'ilménite apparaissent en noir; les taches blanches sont des grains d'apatite.

C - Chloritoïde dans un phyllade à grenats (Moulin de Remagne, LM 491). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 1,5 x 2,25 mm.*

On remarquera que le clivage schisteux contourne les porphyroblastes de chloritoïde. Les grenats sont plus petits que dans A.

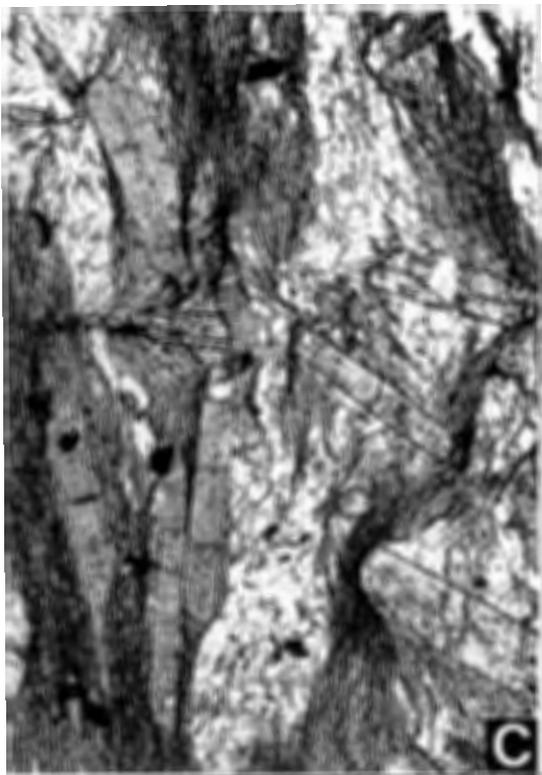
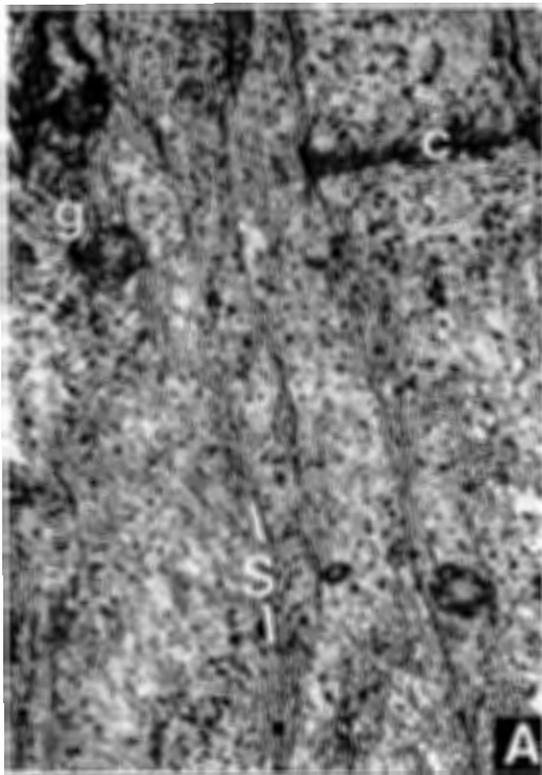
D - Chloritoïde dans un phyllade de Serpont (LM 245). *Microphotographie en lumière naturelle; champ de 0,95 x 1,43 mm.*

On remarquera comment les porphyroblastes de chloritoïde sont contournés par la schistosité avec formation d'auréoles d'étirement. La tache sombre au centre de la photographie est une pseudomorphose kaolinisée de ce qui était vraisemblablement un porphyroblaste d'andalousite.

La roche est fortement pigmentée par du graphite qui est concentré dans les clivages; il forme d'autre part des traînées d'inclusions d'orientation uniforme dans les porphyroblastes de chloritoïde.

On remarquera également quelques lamelles d'ilménite.

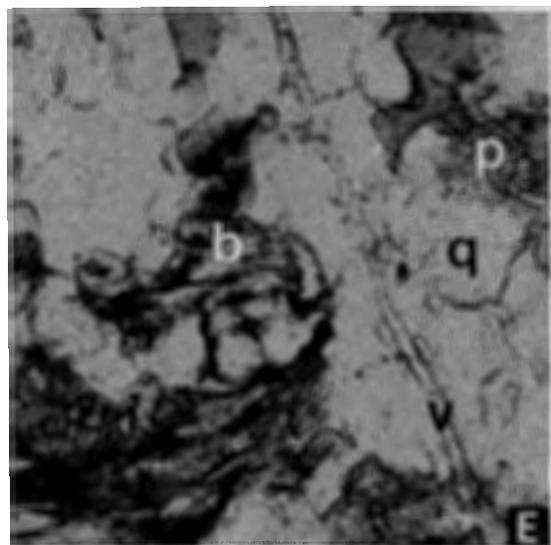
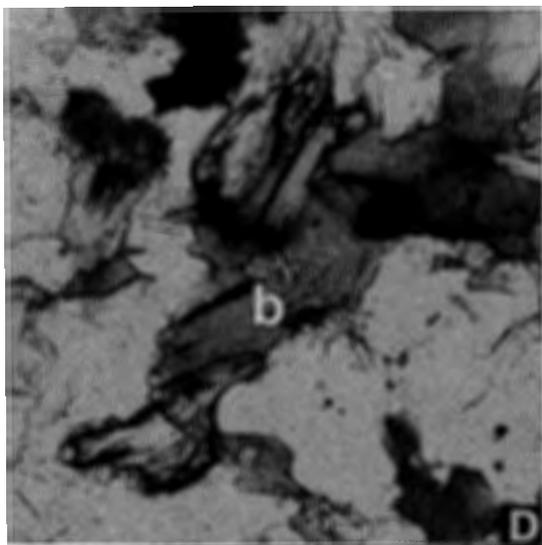
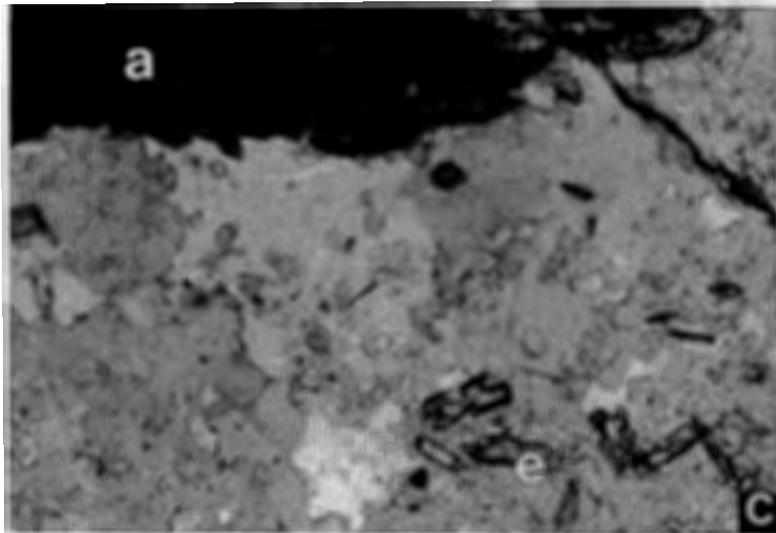
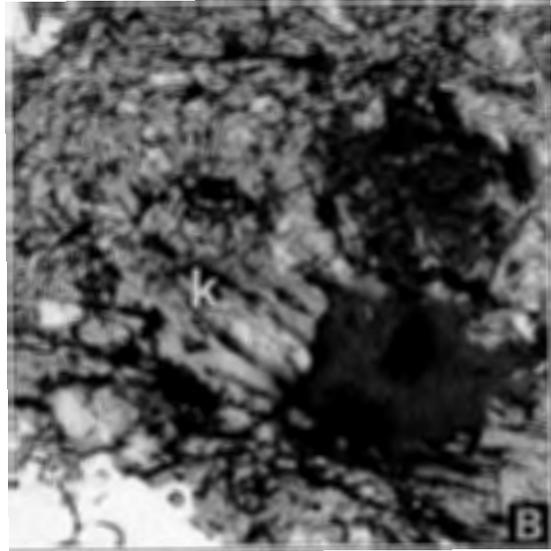
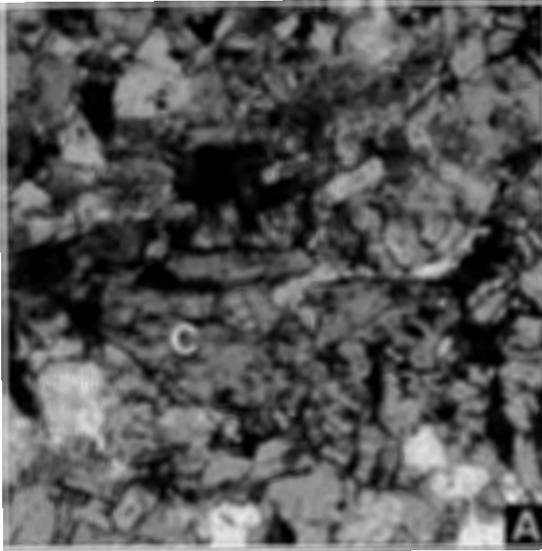
PLANCHE VIII



P L A N C H E IX

- A - Grain de calcite (c) subidioblastique dans une cornéite de Serpont (LM 252). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,57 x 0,57 mm.*
On observe en outre du quartz (en blanc et gris clair) du labrador (An61), (en gris clair avec un relief plus élevé que le quartz) et de la biotite (en gris foncé).
- B - Grain fusiforme d'orthose (k) secondaire inclus dans une biotite et orienté parallèlement à son clivage (Freux LM 244). *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,57 x 0,57 mm.*
L'analyse de ce grain figure au Tableau VII. On reconnaît, outre l'orthose et la biotite, une matrice constituée principalement de plagioclase microgranoblastique (oligoclase - andésine) et de quartz. Les petites paillettes de séricite sont à peine discernables sur cette photo.
- C - Grains microcristallins de plagioclase calcique dans une plage de quartz granoblastique (La Mouline, R 13, LM 166). *Microphotographie en lumière partiellement polarisée. Champ de 0,80 x 0,57 mm.*
Une légère polarisation fait apparaître les macles polysynthétiques d'un grain de feldspâth au centre de la photo, et dessine le contour des grains de quartz.
On observe, en outre, la présence d'un grain d'amphibole (a) (partie supérieure de la photo) et des petits grains à fort relief de clinozoïsite (e), idioblastique (Cfr. Analyse P11, tableau VII).
- D - Pumpellyite. *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,57 x 0,57 mm.*
On reconnaît deux grains de pumpellyite à leur fort relief, intimement associés à de la biotite dans une cornéite de Serpont (LM 252). Le reste de la plage est formée principalement de quartz. Un grain de ce type a donné l'analyse du Tableau XI.
- E - Prehnite. *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,57 x 0,57 mm.*
La prehnite (à fort relief) est associée à de la biotite (b, en gris foncé), du quartz (q, en blanc) et du plagioclase altéré (p, en gris tacheté) dans la même cornéite (LM 252) traversée par une petite veinule (v). Ce grain a donné l'analyse du Tableau XII.

PLANCHE IX



P L A N C H E X

A - Grain xénoblastique et poeciloblastique d'ilménite dans une amphibolite (La Mouline R 13, LM 166). *Microphotographie en lumière naturelle.*
Champ de 1,42 x 1,96 mm.

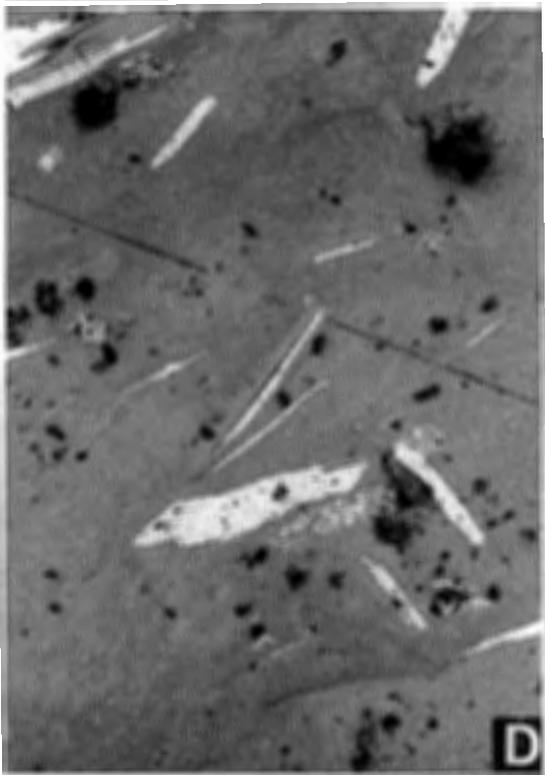
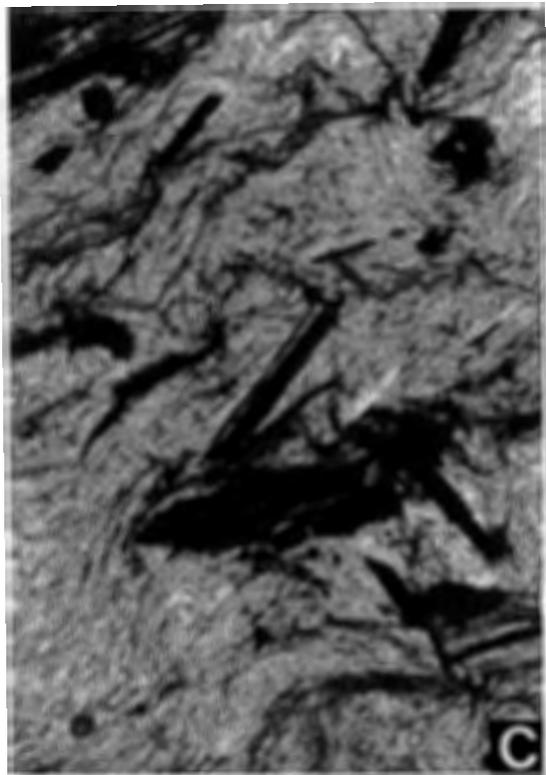
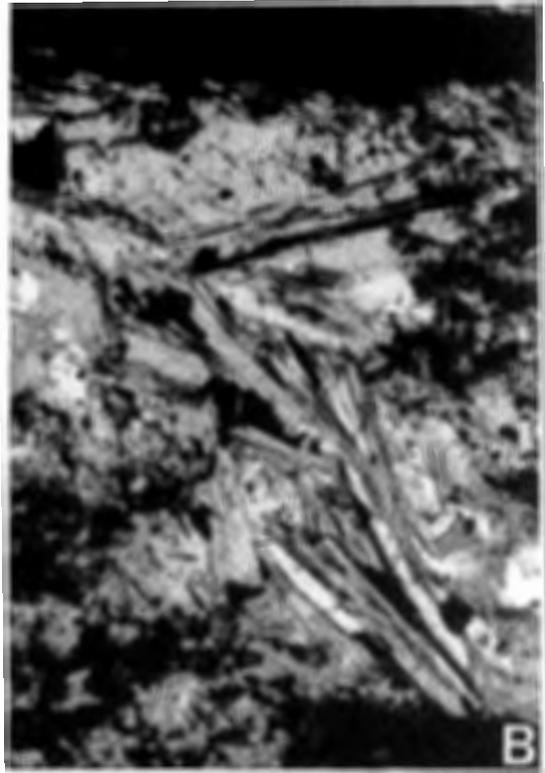
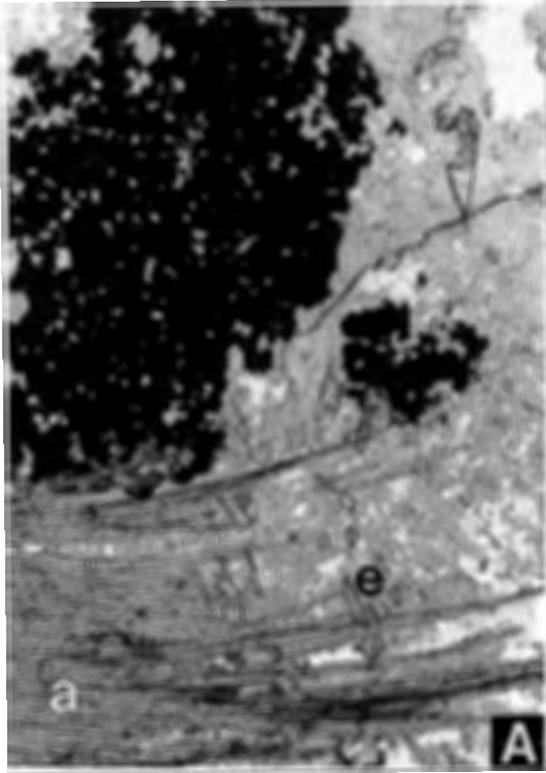
L'analyse Il 1 (Tableau VIII) correspond à un grain de ce type. On observe en outre, les très fines aiguilles d'une amphibole (a) en gerbe et la matrice quartzo-plagioclasique de la roche dans laquelle baignent quelques rares petits idioblastes de clinozoïsite (e).

B - Agrégat formé par des lamelles de margarite. (Phyllade du Massif de Serpont, LM 251). *Microphotographie en lumière naturelle.* *Champ de 0,9 x 1,25 mm.*

C - D Lamelles de margarite en croissance épitaxique sur des grains d'ilménite. (Séricitoschiste du Massif de Serpont, R 36, LM 170). *Microphotographies en lumière naturelle (C) et réfléchie (D).* *Champ de 0,9 x 1,25 mm.*

L'ilménite est actuellement partiellement rutilisée.

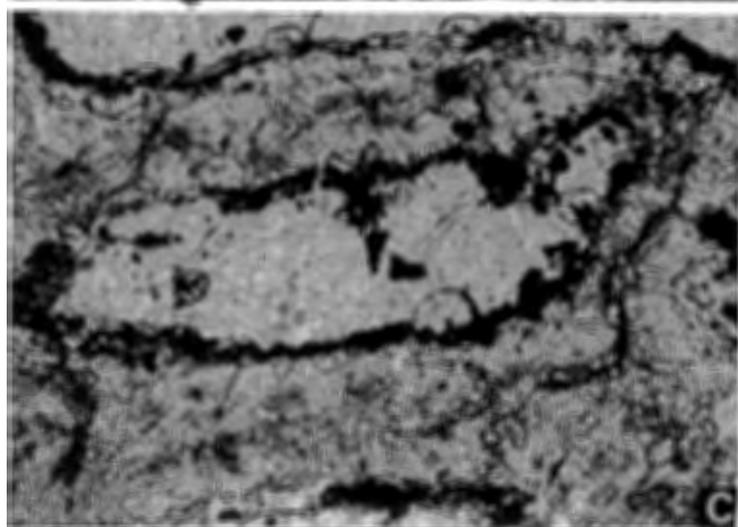
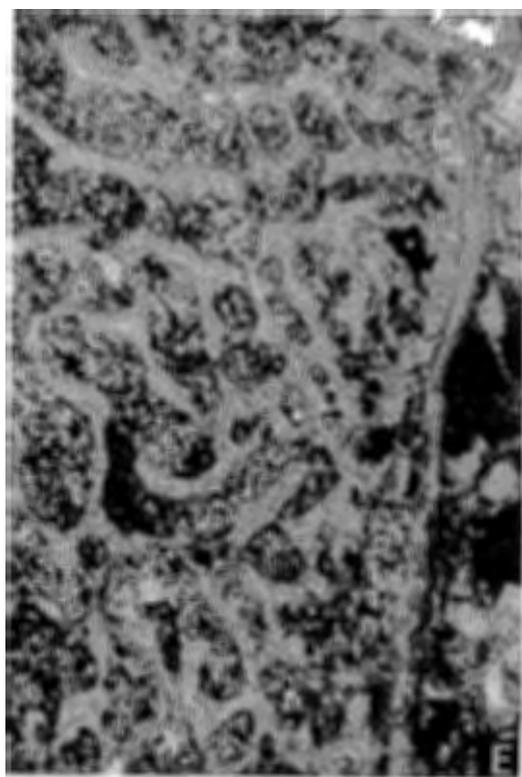
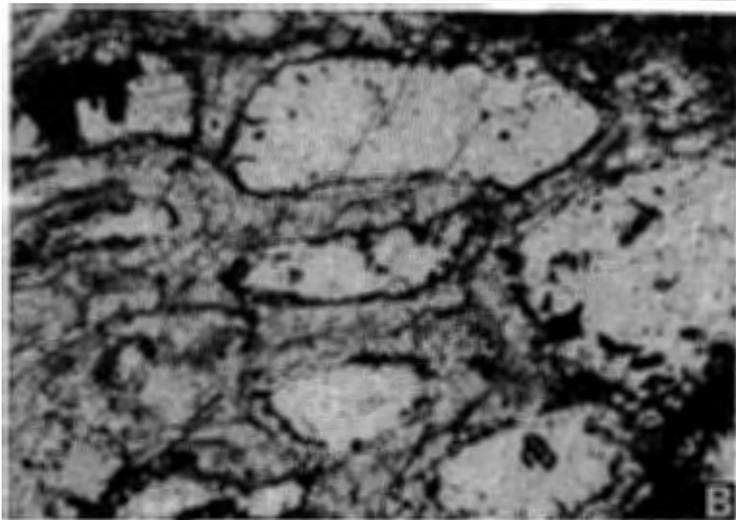
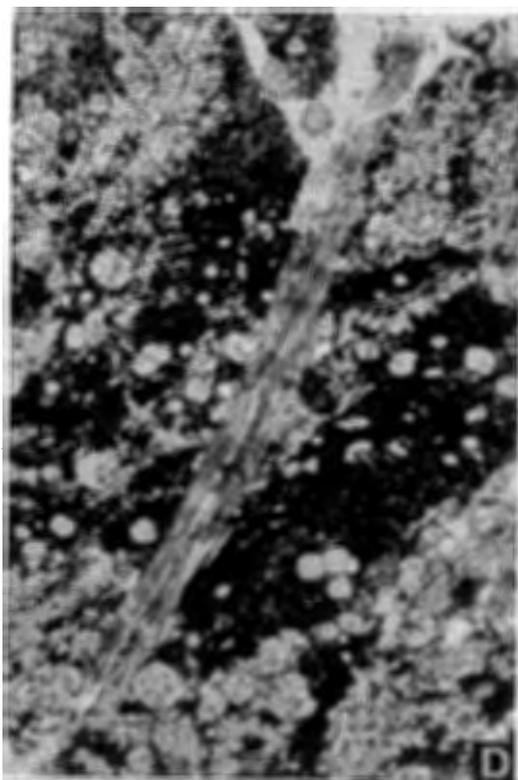
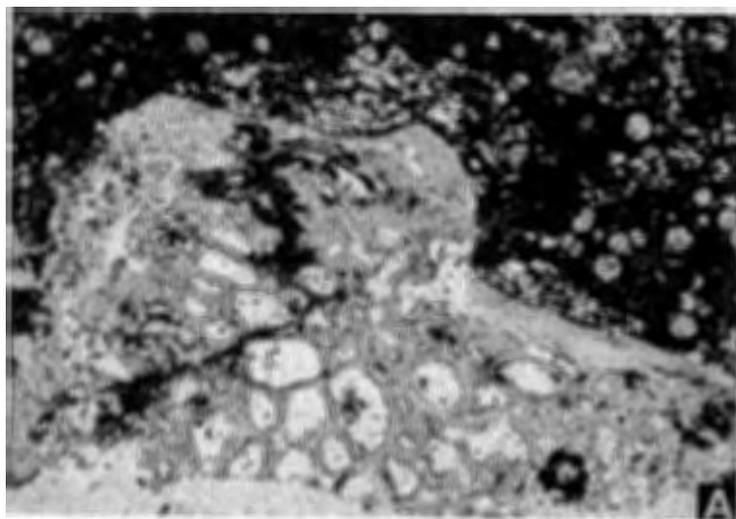
PLANCHE X



P L A N C H E X I

- A - Fragment d'ostracoderme dans une amphibolite (La Mouline, R 18, LM 167).
Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 5,4 x 7,6 mm.
Ce fragment est constitué d'apatite recristallisée. Les alvéoles sont formées de quartz. La mésostase de la roche est assombrie par la présence d'un pigment graphitique abondant; on y décèle toutefois, de nombreux grains transparents de forme arrondie constitués de grenat pyrénéite.
- B - Détail de la photo précédente, montrant la structure des alvéoles,
Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,85 x 1,20 mm.
- C - Détail de la photo précédente, montrant la texture micro-cristalline de l'apatite recristallisée. *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,34 x 0,48 mm.*
- D - Fragment lamellaire d'ostracoderme dans cette même roche. *Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 5,4 x 7,9 mm.*
On remarquera l'abondance des grenats se détachant en clair sur le fond pigmenté de la roche.
- E - Autre structure alvéolaire assez semblable à celle de la photo A; les alvéoles sont, cette fois-ci, fortement pigmentées par du graphite.
Microphotographie en lumière naturelle. Champ de 0,85 x 1,25 mm.

PLANCHE XI



BIBLIOGRAPHIE

- ALBEE, A.L., 1962 : Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Am. Min.*, 47, 851-870.
- ANTUN, P., 1953 a : Laumontite de Serpont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 77, B 63-72.
- ANTUN, P., 1953 b : Les porphyroblastes de calcite du Dévonien métamorphique de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 77, B 73-82.
- ANTUN, P., 1954 a : Sur des paramorphoses de cubes de pyrite et le mode de formation métamorphique de quelques sulfures de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 77, B 343-358.
- ANTUN, P., 1954 b : Présentation d'échantillons. Gisement de *Rhenorenselaria crassicosta* et *Pteraspis* à Bastogne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 77 B 359-360.
- ANTUN, P., 1955 : Epidote de Libramont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 79, B 29-31.
- ANTUN, P., 1971 : Le prolongement de la zone métamorphique de Bastogne au Grand Duché du Luxembourg. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 94, 153-163.
- ANTUN, P., 1971 : Mode d'occurrence et signification stratigraphique d'un niveau à cone in cone de l'Eodévonien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 94, 173-178.
- ASSELBERGHS, E., 1946 : L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Série des Mém. de l'Univ. de Louvain*.
- ATHERTON, M.P., 1968 : The Variation in Garnet, Biotite and Chlorite Composition in Medium Grade Pelitic Rocks from the Dabradian, Scotland with Particular Reference to the Zonation in Garnet. *Contr. Mineral. and Petrol.* 18, 371.
- BETHUNE, P. de, 1949 : Les manifestations bénignes du métamorphisme. *Bull. Acad. roy. Belg. Cl. Sciences*, (5) 35, 1073-1088.
- BETHUNE, P. de, 1966 : A propos des macules de la roche de Libramont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 89, B 131-139.
- BETHUNE, P. de et MARTIN, H., 1966 : Sur le pigment de la roche de Libramont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 89, B 403-410.
- BETHUNE, P. de, LADURON, D., BOCQUET, J., 1975 : Diffusion Processes in Resorbed Garnets. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 50, 197.
- BETHUNE, S. de, 1972 : Etude à la microsonde électronique des minéraux métamorphiques du Cambrien de Harlech (Pays de Galles). *Bull. Soc. belge Géol.*, 81, 119-128.

- BETHUNE, S. de, 1976 : Formation of metamorphic biotite by decarbonation. Lithus, 9, 309-318.
- BEUGNIES, A., 1960 : Le Massif Cambrien de Givonne. Ann. Soc. Géol. Belg., 83, 1-39.
- BEUGNIES, A., 1976 : Structure et métamorphisme du paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. Ann. Mines, Belgique, 6, 481-509.
- BILLIET, V. et VANDENDRIESSCHE, A., 1937 : Grenats de la région de Bastogne-Libramont. Bull. Soc. belge Géol., 47, 222-244.
- BUSTAMANTE - SANTA CRUZ, L., 1974 : Contribution à l'étude des chloritoïdes belges. Ann. Soc. géol. Belg., 97, 273-279.
- BUTTGENBACH, H., 1922 : Les grenats de Bastogne et de Salm-Château. Ann. Soc. Géol. Belg., 45, B249-260.
- CAUCHY, F.P., 1835 : sur une roche renfermant des grenats. Bull. Acad. roy. Belg. 2, 332-333.
- COOPER, A.F., LOVERING, J.F., 1970 : Greenschist Amphiboles from Haast River, New Zealand. Contr. Mineral. and Petrol., 27, 11-24.
- CORIN, F., 1930 : Contribution à l'étude pétrographique des filons de la région de Bastogne. Ac. roy. Belg., Bull. Cl. Sc., 5è sér., 16, 130.
- CORIN, F., 1930 : Etude des auréoles pléochroïques de quelques chlorites. Ann. Soc. Scientif. Bruxelles, 50, B64-66.
- CORIN, F., 1931 : Le métamorphisme de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. Belg., 54, B 99-115.
- CORIN, F., 1931 : Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Libramont les 11, 12, 13, 14 et 15 septembre 1931. Bull. Soc. belge Géol., 41, 339 - 381 et Ann. Soc. géol. Belg., 54, B413 - 456.
- CORIN, F., 1931 : Le problème des roches dites à ouralite de Libramont. Bull. Soc. belge Géol., 41, 55-64.
- CORIN, F., 1931 : Sur un nouveau gisement de roches mâclifères à Libramont. Ann. Soc. géol. Belg., 54, B343-345.
- CORIN, F., 1932 : Les roches aplitiques de Morhet. Ann. Soc. géol. Belg., 55, B119 - 121.
- CORIN, F., 1935 : Contribution à l'étude des concrétions carbonatées métamorphiques du Dévonien inférieur de la zone de Paliseul. I. Les cornstones métamorphiques de Freux. Bull. Soc. belge Géol., 45, 11 - 13.

- CORIN, F., 1938 : A propos des grenats de la région de Bastogne - Libramont: Quelques caractères lithologiques de la zone de Paliseul. Bull. Soc. belge Géol., 48, 451-473.
- CORIN, F., 1939 : Gisements actuellement connus de roches à ouralite aux environs de Libramont. Bull. Soc. belge Géol., 48, 495-497.
- CORIN, F., 1943 : Les cornéites de Serpont. Bull. Soc. belge Géol., 52, 93-102.
- CORIN, F., 1943 : Observations nouvelles sur l'anisotropie des grenats de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. Belg., 66, B 143-146.
- CORIN, F., 1965 : Atlas des roches éruptives de Belgique. Mémoires Explic. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 4.
- DENAEYER, M., 1938 : Sur la découverte et les conditions de gisement d'un nouveau nodule de la roche dite à ouvalite de Libramont.
- DUPONT, E., 1885 : Sur l'existence de roches maclifères dans le terrain dévonien inférieur de l'Ardenne belge. Bull. Acad. roy. Belg., 3è sér., 9, 110-114.
- ERNST, W.G., 1968 : Amphiboles. Springer Verlag.
- GOSSELET, J., 1884 : Sur la faille de Remagne et sur le métamorphisme qu'elle a produit. Ann. Soc. géol. Nord, 11, 176-190.
- GOSSELET, J., 1885 : Note sur les schistes de Bastogne. Ann. Soc. géol. Nord, 12, 173-194.
- GOSSELET, J. Paris 1888 : L'Ardenne. Baudry et Cie, in-4°, Paris.
- GULINCK, M., HOGE, E. et GEUKENS, F., 1952 : Résultats préliminaires des sondages de Bras (massif de Serpont). Bull. Soc. belge Géol., 51, 236-244.
- HEY, M.H., 1954 : A new review, of the chlorites. Min. Mag. 30, 277.
- HOLLISTER, L.S., 1966 : Garnet zoning : An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science 154, 1647-1651.
- KLEMENT, C., 1897 : Sur le diallage ouralitisé de l'Ardenne. Bull. Soc. belge Géol., 11, 150-155.
- LACROIX, A., 1893 : Minéralogie de la France et de ses colonies, I, 1. (256). Paris.
- LADURON, D., 1966 : Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince. Ann. Soc. géol. Belg., 89, 281-294.

- LECOMTE, P., SONDAG, F. and MARTIN, H., 1975 : Geochemical Soil Surveys over Cambrian and lower devonian formations in the Belgian Ardennes as a tool for geological Mapping. Journal of geochemical Exploration, 4, 215-229.
- MARTIN, H., WAUTIER, J. and BETHUNE, P.de, 1972 : Normalizing X-Ray Counting with Regard to Integrated Probe Current Rather than Time, for Quantitative Electron Probe Microanalysis, Proceedings of the sixth international conference on X-Ray Optics and Microanalysis. University of Tokyo Press.
- MELON, J., 1938 : Description des chlorites et clintonites belges. Mém. Acad. roy. Belg., in 8°, 17.
- MELON, J., BOURGUIGNON, P. et FRANSOLET, A.M., 1976 : Les Minéraux de Belgique. Editions G. Lelotte.
- MICHOT, J., 1960-61 : Les cavités "clinoédriques" des phyllades de Bastogne: Ann. Soc. géol. Belg. 84, 113-121.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y., 1958 : Enlargement of the composition field of epidote and piedmontite with rising temperature. Am. Journ. Sci., 256, 423-430.
- RAISIN, C.A., 1901 : On certaine altered rocks from near Bastogne and their relations to others in the District. Quart. Journ. géol. Soc. London, 57, 55-72.
- RENARD, A., 1882 : Les roches grenatifères et Amphiboliques de la région de Bastogne. Bull. Mus. roy. Hist. natur. Belg. 1, 1-55.
- RENARD, A., 1897 : Sur la présence de la zoïsite et du diallage dans les roches métamorphiques de l'Ardenne. Bull. Soc. belge Géol., 11, 136-137.
- SCHOEP, A., 1931 : Sur la constitution minéralogique et sur la nature de la roche dite à ouralite de Libramont. Bull. Soc. belge Géol., 41, 184.
- SERDYUCHENCKO, D.P., 1968 : On the amphiboles of the hastingite-pargasite series. Papers and Proc. of the fifth general meeting (I.M.A), Cambridge England (1966), 285-290.
- SHIDO, F., 1958 : Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoro and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. J.Fac. Sci. Univ. Tokyo 11, 131-217.
- SHIDO, F. et MIYASHIRO, A., 1959 : Hornblendes of basic metamorphic rocks. Tokyo Univ. Fac. Sci. I., Sec.2,12, 85-102.
- SPRY, A., 1969 : Metamorphic Textures Oxford, Pergamon Press.
- STAINIER, X., 1907 : Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). Acad. roy. Belg., Mém., in-4°, 2è série, 1,4.

- STAINIER, X., 1929 : Le métamorphisme des régions de Bastogne et de Vielsalm. Bull. Soc. belge Géol., 39, 112-156.
- THEUNISSEN, R., 1970 : L'andalousite et ses phases de transformation dans la région de Vielsalm. Ann. Soc. géol. Belg., 93, 363-382.
- TRÖGER, W.E., 1959 : Optische Bestimmung der gisteinsbildenden Mineralen Teil 1 Bestimmungstabellen. E. Scheizerbart'sche Verlagsbuchandlung. Stuttgart.
- VANDENDRIESSCHE, A., 1941 : Bijdrage tot de petrographie der metamorphe gesteenten van de streek van Bastogne-Libramont. Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, Gent.
- WICHMANN, A., 1897 : Sur l'ouralite de l'Ardenne. Bull. Soc. belge Géol., 11, 155-157.

