

## DEUXIÈME PARTIE

Le métamorphisme progressif :

Définition des faciès (ou subfaciès)

minéralogiques

et des types

de métamorphisme

# Introduction

Dans les massifs du Canigou et de la Carança l'intensité ou degré du métamorphisme augmente régulièrement avec la profondeur. C'est ce que nous appellerons le métamorphisme progressif ou prograde. Depuis le sommet de l'enveloppe paléozoïque, jusqu'au tréfonds du Canigou (migmatites du Cadi), on peut reconnaître et définir un certain nombre d'isogrades et de zones de métamorphisme croissant, qui traduisent essentiellement l'augmentation de la température et la déshydratation progressive des terrains pendant le métamorphisme, mettant en évidence la « structure thermique » de la région.

Certaines catégories de roches sont modifiées de telle sorte que le faciès minéralogique évolue vers un faciès de plus haut degré avec l'accroissement du métamorphisme, ainsi, les *micaschistes* et les *gneiss pélitiques* sont les roches les plus favorables pour suivre l'accroissement du degré du métamorphisme et établir une zonéographie métamorphique. D'une part, les transformations liées à l'accroissement de l'intensité du métamorphisme (réactions progrades) s'y marquent avec beaucoup de netteté et de détail, par des associations minéralogiques critiques nombreuses, d'autre part, ces matériaux sont largement représentés à tous les niveaux de la série métamorphique.

D'autres roches, également utiles dans l'étude du métamorphisme progressif sont les *amphibolites* et les *roches calciques* (marbres, etc.). Dans les massifs du Canigou et de la Carança, les amphibolites sont trop rares ou trop discontinues pour pouvoir être utilisées de façon systématique, mais elles n'ont pas été pour autant négligées. En revanche, les marbres et les gneiss à silicates calciques, bien représentés à tous les niveaux de la série, ont permis d'établir une zonéographie précise, qui se superpose à la zonéographie élaborée à partir des

roches d'origine pélitique, et même la complète. Dans les chapitres suivants, on examinera successivement le métamorphisme progressif des micaschistes, des amphibolites et des marbres. Les micaschistes et les marbres dérivent de roches qui étaient, avant le métamorphisme, dans un faciès minéralogique de très faible degré correspondant à celui de la diagenèse des sédiments. Quant aux amphibolites, elles dérivent souvent de roches basiques qui étaient probablement partiellement ou entièrement rétomorphosées lorsque s'est opéré le métamorphisme régional.

A l'inverse des roches précédentes, les *gneiss non pélitiques* n'offrent pas un grand intérêt pour l'étude du métamorphisme progressif. Dans les massifs du Canigou et de la Carança, ces gneiss sont essentiellement des *ortho-gneiss* (cf. troisième partie de ce mémoire) qui se trouvaient dans un faciès minéralogique de haut degré, correspondant à la catazone, au début du métamorphisme hercynien. Au cours du métamorphisme, dans la majeure partie du territoire accessible aux observations, ces gneiss ont été transformés dans un faciès minéralogique de plus bas degré que le faciès minéralogique initial : ils sont devenus mésozonaux. Ils ont donc subi une rétomorphose. Ce n'est que dans le domaine granitisé de la base du Canigou que les *ortho-gneiss* ont, à nouveau, atteint un degré de métamorphisme voisin de celui correspondant à leur faciès minéralogique initial.

D'un autre point de vue, les gneiss non pélitiques étant essentiellement des roches quartzo-feldspathiques, les transformations minéralogiques dues au métamorphisme y sont beaucoup moins évidentes que dans les catégories de roches précédentes, puisque le quartz et les feldspaths sont stables dans un très large domaine de température et de pression; il est donc bien difficile

d'y définir des associations critiques. C'est pourquoi il n'est pas nécessaire d'envisager spécialement l'évolution des gneiss non pélitiques dans cette partie.

L'étude du métamorphisme progressif constitue une fin en soi; elle peut être menée indépendamment de toutes considérations propres au point de vue de la « géologie historique ». Elle n'implique, à première vue, aucune hypothèse sur l'âge des roches ni sur leur évolution antérieurement au métamorphisme. Néanmoins, nous nous efforcerons toutes les fois de retrouver la nature originelle des roches transformées, car la connaissance de l'histoire des roches facilite toujours la compréhension des processus physico-chimiques qui les ont affectés.

Pour suivre la progression du métamorphisme, nous avons utilisé la méthode traditionnelle de la zonéographie des terrains métamorphiques, fondée sur le repérage d'isogrades remarquables, dont certains sont propres à chaque région. Cependant, c'est l'utilisation du principe des faciès minéralogiques d'Eskola qui nous a

permis d'obtenir les résultats les plus précis et les plus féconds (1), car il permet de définir les isogrades par des réactions remarquables. La méthode qui en est issue n'a pas cessé d'être perfectionnée depuis ces dernières décades. On peut adopter la définition génétique suivante du faciès minéralogique, due à H. Ramberg (1952) et précisée par M. Fonteilles (1965). « Les roches formées ou recristallisées dans un certain domaine de température, de pression solide et de pression d'eau, limité par la stabilité de certains minéraux critiques de composition définie dans certaines associations définies, appartiennent au même faciès minéralogique ». Ainsi, a-t-il été possible de retrouver ou définir de nombreux subfaciès dans la série métamorphique du Canigou.

Enfin, par le groupement des subfaciès en « suites » ou « séries » naturelles, comme cela sera précisé dans le chapitre suivant, nous avons pu identifier divers types de métamorphisme au sens de A. Miyashiro (1961), dans la série métamorphique étudiée.

---

(1) Ceci n'empêche pas d'utiliser dans le langage courant, et en première approximation, les termes d'épi, méso, et catamétamorphisme, ces deux façons de s'exprimer ne s'excluant pas mutuellement.

## CHAPITRE II

# Métamorphisme progressif des micaschistes et des gneiss de nature pélitique

### I. INTRODUCTION

Dans les massifs du Canigou et de la Carança, les roches de nature pélitique sont représentées par les micaschistes de la zone de la biotite et des zones de plus haut degré métamorphique. Ce sont essentiellement des *micaschistes mésozonaux* qui ont fait l'objet de cette étude. Le passage aux micaschistes de la zone de la chlorite, largement représentés dans les régions avoisinantes (synclinal de Villefranche, massif des Aspes), peut être observé en de nombreux endroits; pour des raisons géographiques, mais aussi pratiques, nous n'avons pas étudié de façon approfondie les micaschistes de la zone de la chlorite. Dans ces roches de grain très fin, la détermination précise de la nature des minéraux exige, en effet, des techniques de séparation et de détermination particulières (G. Millot, 1964). Quelques remarques, relatives aux micaschistes de cette zone, seront faites

cependant à propos de la description des subfaciès. On notera également qu'il n'est pas facile de repérer la position de l'isograde de la biotite dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque : non seulement la biotite est microscopique à la partie supérieure de la zone qu'elle définit, mais surtout *les réactions y restent généralement incomplètes*. Souvent, la biotite n'apparaît pas encore dans les micaschistes, mais elle se développe néanmoins dans des roches de composition particulière : certaines roches de nature psammitique ou volcano-sédimentaire (gneiss granulés). En fait, quand les réactions tendent à devenir complètes, par augmentation du degré d'avancement des réactions, la biotite se développe largement dans les micaschistes de toutes compositions. C'est pratiquement avec ces roches que débute le métamorphisme mésozonal.

## II. COMPOSITION CHIMIQUE DES MICASCHISTES ET DES GNEISS PÉLITIQUES

Pour chacune des trois zones principales de métamorphisme (zone de la biotite, de l'andalousite et de la sillimanite) la composition chimique de ces roches est donnée dans les tableaux ci-dessous, en même temps que la composition en pourcentage de « cations », la valeur des paramètres de Niggli, et la valeur du rapport  $Si + Al/Si$  (pourcentage de cations).

La comparaison des trois tableaux d'analyses fait ressortir les points suivants :

— Les roches considérées, à l'exception de la roche 15, ont une composition de *pélite* ou de « *semi-pélite* » ( $40 < SiO_2 < 70 \%$ ) : elles dérivent de schistes argileux ou gréseux. L'analyse 15 est celle d'un micaschiste

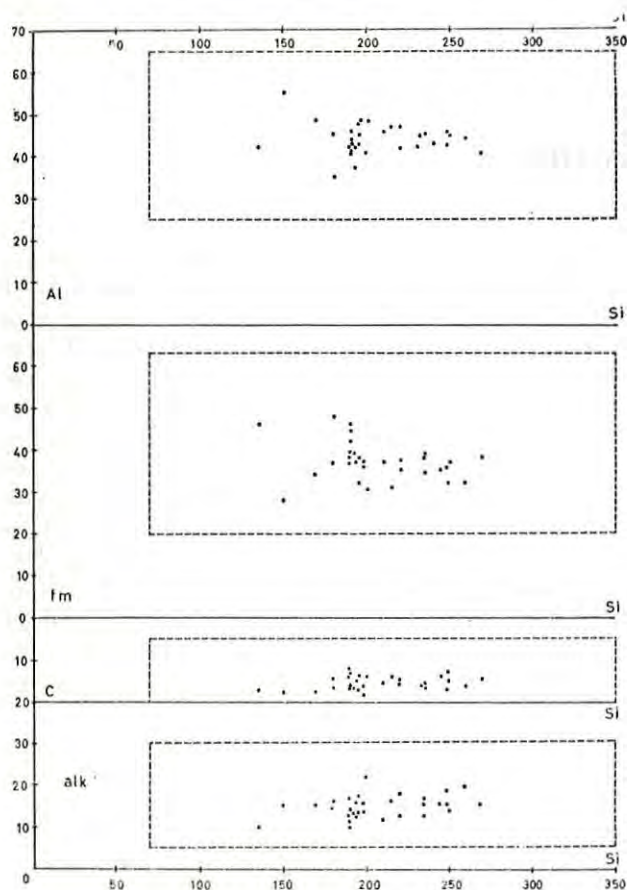


FIG. 8

Diverses valeurs des paramètres de Niggli en fonction du paramètre Si, afin de comparer la composition des métapélites du Canigou aux données rassemblées par Leake (1958)

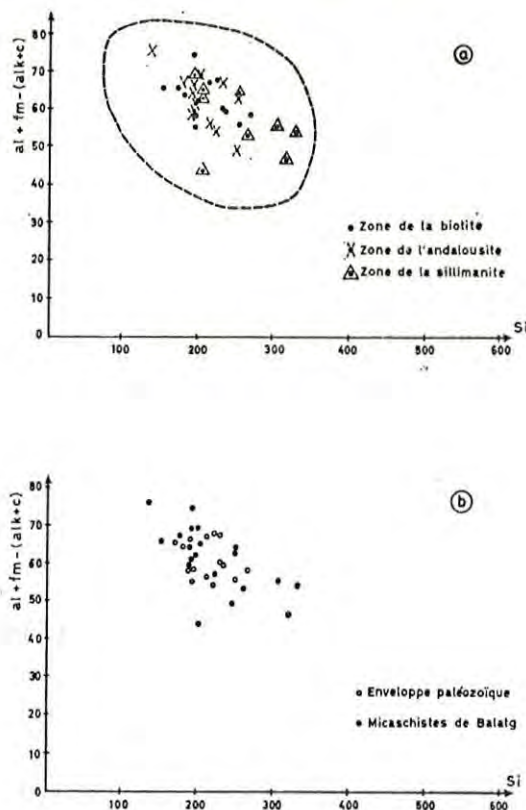


FIG. 9

Composition comparée de divers micaschistes du Canigou

a, comparaison entre les micaschistes des trois zones de métamorphisme progressif; b, comparaison entre les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque et les micaschistes de Balatg.

quartzitique assez calcique, correspondant à une roche franchement gréseuse ( $\frac{Si + Al}{Si} = 1,19$ ). Les diverses valeurs des paramètres de Niggli en fonction de Si sont reportées sur la figure 8, où l'on a délimité le domaine correspondant aux schistes, micaschistes et gneiss pélitiques, d'après les données rassemblées par P. E. Leake (1958) [environ 135 analyses]. La composition des micaschistes du Canigou varie dans d'assez larges limites:  $47 < SiO_2 < 68 \%$ ;  $26 > Al_2O_3 > 14 \%$ ;  $50 > fm > 27$ ;  $0,20 > mg > 0,65$ ; mais la plupart des roches analysées sont situées entre les valeurs 1,60 et 1,30 du rapport  $\frac{Si + Al}{Si}$ . Les micaschistes du Canigou sont remarquables par leur teneur assez élevée en CaO : 1,12 % comme

TABLEAU 1. — COMPOSITION CHIMIQUE DES MICASCHISTES (ZONE DE LA BIOTITE)

1° Zone de la biotite : Tous les échantillons analysés appartiennent à la « série de Canaveilles » de l'enveloppe paléozoïque

|                                   | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15    |
|-----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub> ...              | 47,00  | 49,15  | 51,60  | 52,35  | 53,65  | 55,40  | 55,50  | 56,10  | 58,10  | 58,70  | 60,50  | 60,50  | 60,95  | 62,80  | 73,25 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .. | 28,85  | 23,90  | 25,30  | 22,25  | 22,85  | 20,30  | 20,60  | 20,35  | 21,65  | 21,30  | 19,80  | 18,30  | 18,45  | 16,30  | 12,05 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .. | 0,55   | 2,60   | 1,30   | 1,40   | 1,60   | 3,35   | 2,80   | 2,55   | 0,45   | 2,35   | 0,20   | 2,20   | 1,00   | 0,85   | 2,10  |
| FeO ...                           | 7,70   | 6,40   | 5,70   | 7,15   | 5,55   | 6,65   | 4,75   | 5,20   | 6,80   | 4,70   | 5,55   | 4,00   | 5,85   | 6,70   | 1,90  |
| TiO <sub>2</sub> ...              | 1,25   | 1,00   | 1,05   | 0,70   | 0,85   | 0,80   | 0,80   | 0,90   | 0,80   | 0,90   | 0,90   | 1,10   | 1,20   | 1,05   | 0,80  |
| MnO ...                           | 0,05   | 0,20   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,15   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,15   | 0,10   | 0,15  |
| MgO ...                           | 1,20   | 3,75   | 3,10   | 6,40   | 3,40   | 3,45   | 2,95   | 3,00   | 2,75   | 2,65   | 2,70   | 3,20   | 2,00   | 1,80   | 2,00  |
| CaO ...                           | 0,55   | 1,95   | 0,65   | 0,95   | 0,85   | 0,75   | 1,35   | 1,55   | 1,15   | 0,90   | 0,90   | 1,00   | 1,40   | 1,20   | 1,60  |
| Na <sub>2</sub> O ..              | 2,00   | 2,00   | 2,00   | 0,95   | 1,40   | 0,40   | 1,30   | 2,15   | 1,30   | 1,30   | 2,20   | 2,70   | 1,35   | 2,35   | 1,95  |
| K <sub>2</sub> O ...              | 4,40   | 3,90   | 4,30   | 3,15   | 4,80   | 3,85   | 5,10   | 4,45   | 3,10   | 3,30   | 3,30   | 2,40   | 4,05   | 2,05   | 2,10  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... | 0,15   | 0,20   | 0,15   | 0,20   | 0,15   | 0,10   | 0,20   | 0,20   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,15   | 0,15   | 0,30   | 0,10  |
| H <sub>2</sub> O + .              | 5,65   | 4,10   | 4,50   | 3,85   | 4,65   | 4,00   | 4,10   | 3,75   | 3,25   | 3,30   | 3,70   | 4,00   | 3,10   | 3,65   | 1,50  |
| H <sub>2</sub> O - .              | 0,20   | 0,30   | 0,20   | 0,30   | 0,15   | 0,30   | 0,25   | 0,10   | 0,25   | 0,20   | 0,10   | 0,15   | 0,30   | 0,30   | 0,15  |
|                                   | 99,55  | 99,45  | 99,95  | 99,70  | 100,00 | 99,40  | 99,80  | 100,45 | 99,80  | 99,80  | 100,15 | 99,80  | 99,95  | 99,45  | 99,65 |
| Si .....                          | 46,60  | 48,10  | 50,20  | 50,95  | 52,55  | 55,50  | 54,65  | 54,35  | 56,90  | 57,55  | 58,80  | 59,20  | 59,95  | 62,45  | -     |
| Al .....                          | 33,70  | 27,50  | 28,95  | 25,45  | 26,35  | 23,95  | 23,90  | 23,20  | 24,90  | 24,55  | 22,65  | 21,05  | 21,35  | 19,10  | -     |
| Fe <sup>3</sup> .....             | 0,40   | 1,90   | 0,95   | 1,00   | 1,15   | 2,50   | 2,05   | 1,85   | 0,30   | 1,75   | 0,15   | 1,60   | 0,75   | 0,65   | -     |
| Fe <sup>2</sup> .....             | 6,35   | 5,20   | 4,60   | 5,80   | 4,60   | 5,55   | 3,90   | 4,15   | 5,55   | 3,80   | 4,50   | 3,25   | 4,80   | 5,55   | -     |
| Ti .....                          | 0,95   | 0,75   | 0,75   | 0,50   | 0,60   | 0,60   | 0,55   | 0,65   | 0,55   | 0,70   | 0,65   | 0,80   | 0,85   | 0,80   | -     |
| Mn .....                          | 0,05   | 0,15   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | -     |
| Mg .....                          | 0,60   | 2,05   | 0,65   | 1,00   | 0,90   | 0,80   | 1,40   | 1,60   | 1,20   | 0,95   | 0,95   | 1,05   | 1,50   | 1,25   | -     |
| Ca .....                          | 1,80   | 5,50   | 4,50   | 9,35   | 5,00   | 5,20   | 4,40   | 4,35   | 4,05   | 3,90   | 3,95   | 4,70   | 2,95   | 2,70   | -     |
| Na .....                          | 3,80   | 3,80   | 3,75   | 1,80   | 2,65   | 0,75   | 2,45   | 4,05   | 2,45   | 2,40   | 4,15   | 5,10   | 2,55   | 4,55   | -     |
| K .....                           | 5,60   | 4,85   | 5,35   | 3,90   | 5,95   | 4,95   | 6,40   | 5,50   | 3,85   | 4,10   | 4,10   | 3,00   | 5,05   | 2,60   | -     |
| P .....                           | 0,15   | 0,15   | 0,15   | 0,15   | 0,15   | 0,05   | 0,15   | 0,15   | 0,05   | 0,15   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,25   | -     |
| si .....                          | 151,00 | 146,00 | 168,00 | 155,00 | 180,00 | 192,00 | 194,00 | 191,00 | 211,00 | 221,00 | 235,00 | 234,00 | 244,00 | 267,00 | -     |
| al .....                          | 55,00  | 42,00  | 49,00  | 39,00  | 45,00  | 41,00  | 42,00  | 41,00  | 46,00  | 47,00  | 45,00  | 42,00  | 43,00  | 41,00  | -     |
| fm .....                          | 28,00  | 39,00  | 34,00  | 49,00  | 37,00  | 46,00  | 37,00  | 37,00  | 37,00  | 37,00  | 35,00  | 38,00  | 35,00  | 38,00  | -     |
| c .....                           | 1,95   | 6,20   | 2,20   | 3,00   | 3,00   | 2,80   | 5,00   | 5,70   | 4,45   | 3,60   | 3,75   | 4,15   | 6,10   | 5,45   | -     |
| alc .....                         | 15,25  | 13,15  | 15,25  | 8,70   | 14,75  | 9,90   | 15,75  | 16,75  | 11,80  | 12,55  | 16,45  | 16,05  | 15,50  | 15,35  | -     |
| ti .....                          | 3,00   | 2,20   | 2,50   | 1,55   | 2,10   | 2,10   | 2,05   | 2,30   | 2,15   | 2,60   | 2,60   | 3,20   | 3,55   | 3,35   | -     |
| p .....                           | 0,21   | 0,25   | 0,23   | 0,25   | 0,24   | 0,13   | 0,27   | 0,30   | 0,12   | 0,28   | 0,18   | 0,24   | 0,25   | 0,50   | -     |
| k .....                           | 0,59   | 0,56   | 0,58   | 0,68   | 0,69   | 0,86   | 0,72   | 0,57   | 0,61   | 0,62   | 0,49   | 0,36   | 0,66   | 0,36   | -     |
| mg .....                          | 0,20   | 0,43   | 0,44   | 0,57   | 0,46   | 0,39   | 0,42   | 0,41   | 0,40   | 0,41   | 0,45   | 0,48   | 0,34   | 0,30   | -     |
| Si + Al<br>Si                     | 1,72   | 1,57   | 1,57   | 1,50   | 1,50   | 1,43   | 1,44   | 1,43   | 1,44   | 1,42   | 1,39   | 1,36   | 1,36   | 1,30   | 1,19  |

NOTA.

1 : Nord de Canaveilles. — 2 : La Preste. — 3 : Est de Velmanya. — 4 : Sud du pic de Costabonne. — 5 : Est de Velmanya. — 6 : Nord de Ballestavy. — 7 : mine de fer de Taurinya. — 8 : Ouest de Ballestavy. — 9 : La Preste. — 10 : Ouest de Ballestavy. — 11 : Est de Palalda. — 12 : Sud d'Arles-sur-Tech. — 13 : Est de Canaveilles. — 14 : gare de Nyers. — 15 : Sud de Canaveilles.

TABLEAU 2. — COMPOSITION CHIMIQUE DES MICASCHISTES (ZONE DE L'ANDALOUSITE)

2° Zone de l'andalousite : Les échantillons proviennent : a. de l'enveloppe paléozoïque « série de Canaveilles » n<sup>os</sup> 16, 19, 20, 24, 25, 26; b. des septa de micaschistes intercalés dans les gneiss du Canigou n<sup>os</sup> 22, 23; c. des micaschistes de Balatg n<sup>os</sup> 17, 18, 21, 27, 28.

|                                    | 16     | 17     | 18     | 19     | 20     | 21     | 22     | 23     | 24     | 25     | 26     | 27     | 28     |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> ...               | 55,50  | 55,70  | 55,90  | 56,80  | 56,95  | 56,95  | 57,40  | 58,40  | 58,75  | 59,20  | 60,50  | 61,50  | 62,85  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..  | 20,85  | 21,70  | 22,90  | 23,40  | 22,15  | 21,40  | 19,30  | 19,20  | 19,55  | 21,95  | 19,65  | 18,60  | 18,45  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... | 3,40   | 1,45   | 1,70   | 1,00   | 1,00   | 1,20   | 2,55   | 0,20   | 1,75   | 1,15   | 1,40   | 1,85   | 0,80   |
| FeO ...                            | 4,40   | 6,65   | 7,00   | 5,75   | 6,70   | 6,35   | 7,75   | 6,40   | 4,85   | 4,90   | 5,10   | 5,65   | 5,25   |
| TiO <sub>2</sub> ...               | 0,95   | 0,90   | 0,90   | 0,75   | 0,90   | 0,80   | 0,80   | 1,00   | 0,60   | 1,00   | 0,90   | 1,05   | 1,20   |
| MnO ...                            | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,05   | 0,00   | 0,10   | 0,05   | 0,15   |
| MgO ...                            | 3,15   | 3,05   | 2,60   | 3,35   | 2,65   | 3,20   | 3,30   | 6,60   | 2,95   | 2,45   | 2,75   | 1,95   | 2,00   |
| CaO ...                            | 2,10   | 0,95   | 0,75   | 0,45   | 0,90   | 1,55   | 1,95   | 1,60   | 0,90   | 1,50   | 1,35   | 1,05   | 1,60   |
| Na <sub>2</sub> O ..               | 1,70   | 1,20   | 1,00   | 1,50   | 1,90   | 1,80   | 1,60   | 1,50   | 0,55   | 3,00   | 2,70   | 0,80   | 3,00   |
| K <sub>2</sub> O ...               | 3,40   | 4,20   | 4,20   | 3,90   | 4,10   | 3,50   | 2,90   | 3,20   | 4,25   | 2,45   | 3,40   | 4,20   | 2,90   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ...  | 0,15   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,15   | 0,10   | 0,20   | 0,20   | 0,20   | 0,00   | 0,15   | 0,10   | 0,10   |
| H <sub>2</sub> O + .               | 4,10   | 3,90   | 3,15   | 2,50   | 2,60   | 2,95   | 2,00   | 1,60   | 4,80   | 2,10   | 1,50   | 3,35   | 1,75   |
| H <sub>2</sub> O - .               | 0,15   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,00   | 0,05   | 0,30   | 0,20   | 0,20   | 0,10   | 0,05   |
|                                    | 99,95  | 100,10 | 100,35 | 99,70  | 100,15 | 99,95  | 99,95  | 100,05 | 99,50  | 99,90  | 99,80  | 100,25 | 100,10 |
| Si .....                           | 54,50  | 55,60  | 54,35  | 54,60  | 54,70  | 55,05  | 55,55  | 55,05  | 58,95  | 56,40  | 57,70  | 60,65  | 59,95  |
| Al .....                           | 24,05  | 25,00  | 26,20  | 26,45  | 25,00  | 24,35  | 21,95  | 21,30  | 23,10  | 24,60  | 22,05  | 21,60  | 20,70  |
| Fe <sup>3</sup> ....               | 2,50   | 1,10   | 1,20   | 0,70   | 0,70   | 0,85   | 1,85   | 0,15   | 1,30   | 0,80   | 1,00   | 1,35   | 0,55   |
| Fe <sup>2</sup> ....               | 3,60   | 5,45   | 5,65   | 4,60   | 5,35   | 5,10   | 6,25   | 5,00   | 4,05   | 3,90   | 4,05   | 4,65   | 4,15   |
| Ti .....                           | 0,70   | 0,65   | 0,65   | 0,55   | 0,65   | 0,55   | 0,60   | 0,70   | 0,45   | 0,70   | 0,60   | 0,75   | 0,85   |
| Mn .....                           | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,15   | 0,05   | 0,05   | 0,00   | 0,05   | 0,05   | 0,10   |
| Mg .....                           | 4,65   | 4,50   | 3,80   | 4,85   | 3,85   | 4,60   | 4,80   | 9,35   | 4,45   | 3,50   | 3,95   | 2,90   | 2,85   |
| Ca .....                           | 2,25   | 1,00   | 0,80   | 0,45   | 0,95   | 1,60   | 2,05   | 1,60   | 0,95   | 1,55   | 1,35   | 1,15   | 1,65   |
| Na .....                           | 3,25   | 2,25   | 1,90   | 2,80   | 3,55   | 3,35   | 3,05   | 2,75   | 1,00   | 5,50   | 5,00   | 1,50   | 5,55   |
| K .....                            | 4,25   | 5,25   | 5,20   | 4,80   | 5,00   | 4,30   | 3,60   | 3,85   | 5,45   | 2,95   | 4,15   | 5,30   | 3,55   |
| P .....                            | 0,15   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,15   | 0,10   | 0,15   | 0,15   | 0,15   | 0,00   | 0,10   | 0,10   | 0,10   |
| si .....                           | 189,00 | 193,00 | 193,00 | 197,00 | 197,00 | 195,00 | 189,00 | 183,00 | 229,00 | 214,00 | 222,00 | 250,00 | 248,00 |
| al .....                           | 42,00  | 44,00  | 46,00  | 48,00  | 45,00  | 43,00  | 37,00  | 35,00  | 45,00  | 47,00  | 42,00  | 44,00  | 43,00  |
| fm .....                           | 38,00  | 40,00  | 38,00  | 37,00  | 36,00  | 38,00  | 45,00  | 48,00  | 38,00  | 32,00  | 35,00  | 37,00  | 32,00  |
| c .....                            | 7,70   | 3,55   | 2,85   | 1,70   | 3,35   | 5,65   | 6,90   | 5,35   | 3,80   | 5,80   | 5,25   | 4,65   | 6,80   |
| alc .....                          | 13,00  | 13,25  | 12,55  | 13,65  | 15,45  | 13,60  | 11,25  | 10,95  | 12,60  | 16,15  | 17,55  | 14,00  | 18,75  |
| ti .....                           | 2,40   | 2,40   | 2,35   | 2,00   | 2,30   | 2,00   | 1,95   | 2,35   | 1,80   | 2,70   | 2,40   | 3,15   | 3,55   |
| p .....                            | 0,24   | 0,14   | 0,14   | 0,14   | 0,24   | 0,17   | 0,25   | 0,26   | 0,29   | 0,00   | 0,21   | 0,18   | 0,18   |
| k .....                            | 0,56   | 0,69   | 0,73   | 0,63   | 0,58   | 0,56   | 0,54   | 0,58   | 0,84   | 0,35   | 0,45   | 0,77   | 0,38   |
| mg .....                           | 0,42   | 0,40   | 0,35   | 0,47   | 0,38   | 0,43   | 0,36   | 0,64   | 0,45   | 0,42   | 0,43   | 0,32   | 0,36   |
| Si + Al<br>Si                      | 1,47   | 1,36   | 1,48   | 1,48   | 1,46   | 1,44   | 1,39   | 1,39   | 1,39   | 1,43   | 1,38   | 1,35   | 1,34   |

## NOTA.

16 : Ballestavy (mas Touzeire), bi-mu-an. — 17 : Balatg, bi-mu-an. — 18 : pic de Barbet, bi-mu-an-[st]. — 19 : gorges du Sègre à Llo, bi-mu-an-co-ch. — 20 : Ballestavy, bi-mu-an. — 21 : Puig Sec (Canigou), bi-an-mu. — 22 : Nord du pic de Tres Vens, bi-mu-an-alm. — 23 : route du col de la Regina (septum de la Regina), bi-mu-co-ch-sn. — 24 : Ouest du château de Montferrer, bi-mu-an-co. — 25 : Sud-Est de Velmanyà, bi-mu-an. — 26 : LLO, bi-mu-an-co. — 27 : près du chalet du Canigou, bi-mu-an-alm-[st]. — 28 : vallon de Balatg, bi-mu-an-[st].

[Minéraux réactionnels : bi = biotite; mu = muscovite; an = andalousite; co = cordiérite; st = staurotite; alm = almandin].

TABLEAU 3. — COMPOSITION CHIMIQUE DES MICASCHISTES (ZONE DE LA SILLIMANITE)

3° Zone de la sillimanite : Excepté les échantillons 29 et 36, les échantillons proviennent des micaschistes de Balat

|   | 29     | 30     | 31     | 32     | 33     | 34     | 35     | 36     | 37     | 38     | 39     |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....                          | 48,70  | 55,05  | 55,60  | 56,70  | 57,70  | 58,85  | 61,95  | 62,80  | 67,35  | 68,05  | 68,35  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....            | 25,60  | 23,10  | 21,15  | 23,10  | 19,95  | 20,80  | 19,60  | 18,40  | 15,45  | 17,30  | 14,40  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....            | 0,80   | 0,95   | 1,95   | 0,45   | 0,35   | 0,95   | 2,10   | 1,00   | 1,20   | 1,60   | 1,95   |
| FeO .....                                       | 10,60  | 5,35   | 6,85   | 6,65   | 6,10   | 5,55   | 4,80   | 5,00   | 4,40   | 3,55   | 3,30   |
| TiO <sub>2</sub> .....                          | 1,25   | 1,10   | 0,95   | 1,00   | 1,20   | 1,00   | 0,80   | 0,85   | 0,85   | 0,95   | 0,95   |
| MnO .....                                       | 0,15   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,10   | 0,05   |
| MgO .....                                       | 4,50   | 2,50   | 3,40   | 2,40   | 2,10   | 2,20   | 2,25   | 1,90   | 2,30   | 0,90   | 1,85   |
| CaO .....                                       | 0,80   | 0,65   | 1,05   | 0,80   | 1,60   | 0,90   | 0,55   | 0,80   | 1,05   | 0,95   | 1,25   |
| Na <sub>2</sub> O .....                         | 1,70   | 0,70   | 0,75   | 1,20   | 2,85   | 1,50   | 1,10   | 1,70   | 2,30   | 1,50   | 2,75   |
| K <sub>2</sub> O .....                          | 2,90   | 6,50   | 4,15   | 4,50   | 5,60   | 5,10   | 4,40   | 5,00   | 2,60   | 3,50   | 2,75   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....             | 0,20   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,15   | 0,10   |
| H <sub>2</sub> O + .....                        | 2,50   | 3,80   | 3,30   | 3,15   | 1,90   | 2,80   | 2,65   | 2,55   | 2,40   | 1,65   | 1,80   |
| H <sub>2</sub> O - .....                        | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,15   |
|   | 99,75  | 99,95  | 99,55  | 100,20 | 99,75  | 99,90  | 100,35 | 100,25 | 100,10 | 100,25 | 99,65  |
| Si .....  | 46,75  | 53,70  | 54,75  | 54,95  | 54,85  | 57,00  | 60,15  | 60,70  | 65,25  | 65,90  | 66,15  |
| Al .....  | 28,90  | 26,55  | 24,55  | 26,35  | 22,31  | 23,70  | 22,37  | 20,90  | 17,60  | 19,70  | 16,40  |
| Fe <sup>+3</sup> .....                          | 0,55   | 0,70   | 1,45   | 0,30   | 0,25   | 0,70   | 1,55   | 0,70   | 0,85   | 1,15   | 1,40   |
| Fe <sup>+2</sup> .....                          | 8,50   | 4,35   | 5,60   | 5,40   | 4,85   | 4,50   | 3,90   | 4,00   | 3,55   | 2,85   | 2,65   |
| Ti .....  | 0,90   | 0,80   | 0,70   | 0,70   | 0,85   | 0,70   | 0,55   | 0,65   | 0,60   | 0,70   | 0,70   |
| Mn .....  | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,10   | 0,05   |
| Mg .....  | 6,50   | 3,70   | 5,00   | 3,50   | 3,00   | 3,20   | 3,25   | 2,70   | 3,35   | 1,30   | 2,70   |
| Ca .....  | 0,80   | 0,70   | 1,10   | 0,80   | 1,60   | 0,95   | 0,60   | 0,85   | 1,10   | 1,00   | 1,30   |
| Na .....  | 3,15   | 1,30   | 1,40   | 2,25   | 5,25   | 2,80   | 2,05   | 3,15   | 4,30   | 2,80   | 5,15   |
| K .....   | 3,55   | 8,10   | 5,15   | 5,55   | 6,80   | 6,30   | 5,45   | 6,15   | 3,20   | 4,30   | 3,40   |
| P .....   | 0,15   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,20   | 0,10   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   |
| si .....  | 136,00 | 196,00 | 190,00 | 202,00 | 203,00 | 221,00 | 248,00 | 259,00 | 304,00 | 332,00 | 322,00 |
| al .....  | 42,00  | 48,00  | 42,00  | 49,00  | 41,00  | 46,00  | 46,00  | 45,00  | 41,00  | 50,00  | 40,00  |
| fm .....  | 46,00  | 32,00  | 42,00  | 34,00  | 30,00  | 33,00  | 36,00  | 32,00  | 36,00  | 27,00  | 33,00  |
| c .....   | 2,40   | 2,55   | 3,90   | 3,00   | 6,05   | 3,60   | 2,40   | 3,60   | 5,05   | 4,95   | 6,30   |
| alc .....                                       | 9,80   | 17,15  | 11,45  | 14,40  | 22,30  | 17,70  | 15,50  | 19,90  | 17,55  | 18,00  | 20,80  |
| ti .....  | 2,65   | 2,95   | 2,40   | 2,65   | 3,15   | 2,80   | 2,35   | 2,70   | 2,85   | 3,50   | 3,35   |
| p .....   | 0,26   | 0,15   | 0,31   | 0,15   | 0,29   | 0,15   | 0,10   | 0,19   | 0,19   | 0,30   | 0,19   |
| k .....   | 0,52   | 0,85   | 0,78   | 0,71   | 0,56   | 0,69   | 0,72   | 0,65   | 0,42   | 0,60   | 0,39   |
| mg .....  | 0,41   | 0,42   | 0,41   | 0,37   | 0,36   | 0,38   | 0,37   | 0,36   | 0,42   | 0,24   | 0,39   |
| $\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{Si}}$ ..... | 1,61   | 1,49   | 1,45   | 1,48   | 1,41   | 1,42   | 1,37   | 1,34   | 1,27   | 1,30   | 1,25   |

## NOTA.

29 : Est du col de la Cirera (Batère), bi-mu-alm-si. — 30 : Py, bi-mu-si. — 31 : Bonaigua (Vernet-les-Bains), bi-mu-si-an. — 32 : Py, bi-mu-si. — 33 : ravin de Moura (Vernet-les-Bains), bi-mu-si. — 34 : Py, bi-mu-si. — 35 : col de la Jasse-d'en-Vernet (Vernet-les-Bains), bi-mu-si. — 36 : Thues-entre-Valls, bi-mu-si-an. — 37 : Py, bi-mu-si. — 38 : Sud de Py (Serre Pinouse), bi-mu-si-mi. — 39 : Sud de Py (Moscallo), bi-mu-si-mi.

[Minéraux réactionnels (cf. ci-dessus) : bi = biotite; mu = muscovite; an = andalousite; mi = microcline; alm = almandin].



moyenne de 39 analyses, ce qui entraîne un pourcentage d'anorthite normative souvent supérieur à 4 %. Ce caractère se dégage bien par comparaison avec la composition d'autres séries de micaschistes, comme par exemple, B. E. Leake (1958), D. M. Shaw (1956). Cette richesse en chaux se retrouve également dans les micaschistes d'autres séries pyrénéennes : massifs de Saint-Barthélemy, Trois-Seigneurs, Arize, (L. U. de Sitter et H. J. Zwart, 1959).

— La composition des micaschistes de l'enveloppe des gneiss du Canigou (série de Canaveilles) est analogue à celle des micaschistes de Balatg, situés en dessous de la formation des gneiss du Canigou (fig. 9). Ceci est un bon argument, qui s'ajoute à d'autres (cf. p. 255), en faveur de l'identité stratigraphique entre les deux formations de micaschistes. Les analyses 37, 38 et 39 ne représentent nullement des compositions particulières aux micaschistes de Balatg : de tels micaschistes quartzitiques ( $\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{Si}} < 1,30$ ) sont également fréquents dans l'enveloppe paléozoïque, mais ils n'ont généralement pas été analysés. L'analyse 15 du tableau 1 en fournit un exemple. Par contre, il est intéressant de connaître la composition chimique de micaschistes quartzitiques dans lesquels la sillimanite se développe largement. Ces roches sont caractérisées par des faibles valeurs du rapport  $\frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{Si}} < 1,30$ . Mais, pour ces valeurs, les sili-

cates d'alumine n'apparaissent pas, en général, dans les roches de la zone de l'andalousite où la muscovite est stable. Dans la partie la plus métamorphique de la zone de la sillimanite, la muscovite est détruite avec formation de sillimanite et de feldspath potassique ce qui explique l'apparition des silicates d'alumine dans ces roches peu alumineuses (analyses 38 et 39). Mais dans le cas de la roche correspondant à l'analyse 37, où le microcline ne se forme pas, la muscovite est encore stable, et il faut admettre que l'apparition de la sillimanite est liée à une métasomatose locale ou à une composition minéralogique initiale particulière (présence de kaolinite).

— Dans les trois zones principales de la biotite, de l'andalousite et de la sillimanite, les compositions des micaschistes ou des gneiss pélitiques sont comparables, comme le montre la figure 9b. Dans les micaschistes du Canigou, l'accroissement de l'intensité du métamorphisme ne s'accompagne pas d'une modification appréciable du chimisme des éléments majeurs. *La recristallisation dans les trois zones considérées est essentiellement isochimique.* Cependant, dans le cas particulier de l'analyse 30 (zone de la sillimanite), la forte teneur en potassium ( $K = 8,10$  avec  $k = 0,85$ ) est provoquée par l'abondance de la muscovite deutérique (cf. p. 62), comme conséquence d'une métasomatose potassique locale au voisinage du granite du Canigou.

### III. COMPOSITION CHIMIQUE DES CHLORITOSCHISTES

On rencontre souvent des chloritoschistes au voisinage des marbres, sous forme de petits niveaux discontinus, lenticulaires. Nous rattacherons ces roches aux micaschistes. Trois analyses en sont données dans le tableau 4.

Les chloritoschistes que l'on rencontre dans la mésozone appartiennent à deux types de formations d'origine différentes (A. Harker, 1932), bien que, dans les deux cas, il s'agisse de roches essentiellement chloritiques. Un premier type dérive de roches sédimentaires très riches en chlorite et kaolin et peut être aussi en montmorillonite. Ces chloritoschistes, souvent à grenat ou à chloritoïde, sont très alumineux. C'est le cas des chloritoschistes du Canigou (analyses 40, 41 et 42) qui appartiennent en général à ce groupe. Un second type dérive de roches basiques ou ultrabasiqes; il est caractérisé par la pauvreté en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de leur composition, et l'abondance de la magnétite.

#### *Remarque générale*

Les analyses données dans les tableaux précédents ont été faites sur des échantillons isolés et choisis. Ces analyses ne prétendent pas donner, d'une manière objective, une idée précise de la composition réelle de l'ensemble des sédiments quartzo-pélitiques de la série de Canaveilles. Dans la zone de l'andalousite et de la cordiérite, on a choisi les échantillons qui renferment des silicates alumineux en négligeant les micaschistes plus siliceux. Il est donc vraisemblable que la composition moyenne réelle de ces sédiments est plus siliceuse, et moins alumineuse, que la composition moyenne que l'on pourrait tirer des résultats d'analyses rassemblées dans les tableaux ci-dessus.

TABLEAU 4. — COMPOSITION CHIMIQUE DES CHLORITOSCHISTES

|                                      | 40    | 41    | 42    |                         | 40    | 41    |                 | 40     | 41    |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------------------------|-------|-------|-----------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 44,20 | 37,45 | 36,25 | Si.....                 | 44,90 | 37,20 | si .....        | 101,00 | 80,00 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,00 | 23,70 | 18,80 | Al.....                 | 17,90 | 27,70 | al .....        | 20,00  | 30,00 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 2,70  | 4,55  | 0,60  | Fe <sup>'''</sup> ..... | 2,05  | 3,40  | fm.....         | 75,00  | 43,00 |
| FeO.....                             | 12,00 | 9,70  | 9,00  | Fe <sup>''</sup> .....  | 10,15 | 8,00  | c.....          | 4,15   | 24,00 |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,90  | 1,15  | 0,70  | Ti.....                 | 0,70  | 0,80  | alc.....        | 1,60   | 3,35  |
| MnO.....                             | 0,40  | 0,80  | 0,20  | Mn.....                 | 0,35  | 0,65  | ti.....         | 1,54   | 1,83  |
| MgO.....                             | 13,40 | 5,15  | 21,60 | Mg.....                 | 20,40 | 7,70  | p.....          | 0,28   | 0,27  |
| CaO.....                             | 1,70  | 10,40 | 5,35  | Ca.....                 | 1,85  | 11,05 | k.....          | 0,72   | 0,70  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 0,20  | 0,50  | 0,85  | Na.....                 | 0,40  | 0,90  | mg.....         | 0,61   | 0,38  |
| K <sub>2</sub> O.....                | 0,80  | 1,75  | 0,20  | K.....                  | 1,05  | 2,20  |                 |        |       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,30  | 0,30  | 0,15  | P.....                  | 0,25  | 0,25  |                 |        |       |
| H <sub>2</sub> O +.....              | 7,50  | 3,85  | 7,40  |                         |       |       | Si + Al/Si..... | 1,40   | 1,74  |
| H <sub>2</sub> O -.....              | 0,50  | 0,25  | 0,30  |                         |       |       |                 |        |       |
|                                      | 99,60 | 99,50 | 99,40 |                         |       |       |                 |        |       |

NOTA.

40. Provenance : La Preste (Ravin Marie) roche essentiellement composée par de la *chlorite avec clinozoisite, quartz, biotite, apatite*, minéraux opaques (zone de l'andalousite). — 41. Provenance : près du pic de Tres Vens : roche essentiellement formée de *chlorite* (prochlorite) et de *grenat*, avec un peu de *biotite, plagioclase, apatite*. Le grenat est probablement un almandin riche en constituant grossulaire (cf. analyses de grenats des amphibolites, chap. III). — 42. Provenance : Saint-Guillem près Prats-de-Mollo. Roche surtout, formée de *clinocllore, avec amphibole*, sphène, apatite, un peu de minéraux opaques; clinozoisite et séricite sont secondaires.

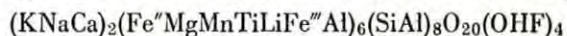
#### IV. DONNÉES SUR LES MINÉRAUX DES MICASCHISTES ET DES GNEISS PÉLITIQUES

##### 1. La biotite.

Elle renferme souvent des halos polychroïques autour du zircon, de l'apatite, de l'allanite et rarement de la monazite, des lamelles d'*ilménite*, des grains de quartz et autres minéraux englobés. Le minéral est fortement polychroïque  $n_m = 1,65$ , mais l'indice est plus faible pour les biotites plus magnésiennes (analyse n° 3  $n_g \approx n_m = 1,635$ ). La biotite s'altère parfois en pennine dispersive, avec formation de grains de minéraux opaques et de rutile.

On a séparé huit biotites de micaschistes dont les analyses sont données dans le tableau 5. Elles appartiennent toutes à des roches de la zone de l'andalousite ou de la sillimanite.

Les formules structurales des biotites ont été établies d'après le schéma classique des micas trioctaédriques :



Le nombre des ions est calculé sur la base de 24 O, OH, F.

1. —  $(K_{1,42}Na_{0,21}Ca_{0,09})_{1,72}(Al_{1,05}Fe''_{0,46}Ti_{0,20}Fe''_{1,67}Mg_{1,92}Mn_{0,02})_{5,32}(Si_{5,40}Al_{2,60})_{8,00}O_{22}[(OH)_{3,94}F_{0,28}]_{4,22}$
2. —  $(K_{1,54}Na_{0,18}Ca_{0,07})_{1,79}(Al_{1,49}Fe''_{0,22}Ti_{0,19}Fe''_{2,25}Mg_{1,69}Mn_{0,03})_{5,87}(Si_{5,59}Al_{2,41})_{8,00}O_{22}[(OH)_{2,51}F_{0,19}]_{2,70}$
3. —  $(K_{1,30}Na_{0,09}Ca_{0,07})_{1,46}(Al_{0,77}Fe''_{0,03}Ti_{0,12}Fe''_{0,94}Mg_{4,00}Mn_{0,03})_{5,89}(Si_{5,20}Al_{2,80})_{8,00}O_{22}[(OH)_{4,13}F_{0,31}]_{4,44}$
4. —  $(K_{1,65}Na_{0,07}Ca_{0,01})_{1,73}(Al_{0,68}Fe''_{0,16}Ti_{0,21}Fe''_{2,49}Mg_{2,03}Mn_{0,02})_{5,59}(Si_{5,25}Al_{2,75})_{8,00}O_{22}(OH)_{4,55}$
5. —  $(K_{1,57}Na_{0,08}Ca_{0,12})_{1,77}(Al_{0,46}Fe''_{0,45}Ti_{0,23}Fe''_{2,63}Mg_{1,98}Mn_{0,03})_{5,78}(Si_{5,36}Al_{2,64})_{8,00}O_{22}(OH)_{3,83}$
6. —  $(K_{1,87}Na_{0,06}Ca_{0,03})_{1,96}(Al_{0,42}Fe''_{0,77}Ti_{0,25}Fe''_{2,67}Mg_{1,91}Mn_{0,01})_{5,97}(Si_{5,37}Al_{2,63})_{8,00}O_{22}(OH)_{2,85}$
7. —  $(K_{1,61}Na_{0,09}Ca_{0,02})_{1,72}(Al_{0,73}Fe''_{0,41}Ti_{0,24}Fe''_{2,47}Mg_{1,88}Mn_{0,02})_{5,75}(Si_{5,23}Al_{2,77})_{8,00}O_{22}[(OH)_{3,79}F_{0,12}]_{3,91}$
8. —  $(K_{1,86}Na_{0,13}Ca_{0,09})_{2,08}(Fe''_{1,07}Ti_{0,26}Fe''_{2,77}Mg_{1,82}Mn_{0,03}Li_{0,22})_{6,17}(Si_{5,43}Al_{2,18}Fe''_{0,39})_{8,00}O_{22}(OH)_{2,69}$

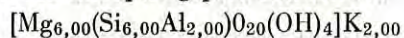
TABLEAU 5. — COMPOSITION CHIMIQUE DES BIOTITES DE MICASCHISTES

|                                      | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 36,50  | 37,00  | 36,90  | 34,50  | 34,40  | 33,80  | 34,05  | 33,55  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 21,50  | 22,00  | 21,50  | 19,15  | 16,95  | 16,30  | 19,30  | 11,40  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 4,15   | 1,90   | 0,30   | 1,40   | 3,85   | 6,50   | 3,55   | 12,00  |
| FeO.....                             | 13,75  | 17,85  | 8,00   | 19,60  | 20,30  | 19,65  | 19,20  | 20,50  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1,80   | 1,70   | 1,15   | 1,80   | 1,95   | 2,05   | 2,05   | 2,15   |
| MnO.....                             | 0,20   | 0,25   | 0,20   | 0,10   | 0,25   | 0,15   | 0,20   | 0,20   |
| MgO.....                             | 8,65   | 7,50   | 18,90  | 8,90   | 8,50   | 8,00   | 8,10   | 7,50   |
| CaO.....                             | 0,60   | 0,45   | 0,45   | 0,10   | 0,70   | 0,20   | 0,10   | 0,50   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 0,75   | 0,60   | 0,40   | 0,25   | 0,25   | 0,20   | 0,30   | 0,40   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 7,50   | 8,00   | 7,20   | 8,50   | 7,90   | 9,25   | 8,20   | 9,00   |
| Li <sub>2</sub> O.....               | -      | -      | -      | < 0,10 | < 0,10 | < 0,10 | < 0,10 | 0,35   |
| H <sub>2</sub> O +.....              | 4,05   | 2,50   | 4,40   | 4,50   | 3,70   | 2,70   | 3,70   | 2,50   |
| H <sub>2</sub> O -.....              | 0,20   | -      | 0,20   | 0,40   | 0,60   | 0,50   | 0,45   | -      |
| F.....                               | 0,60   | 0,40   | 0,70   | -      | -      | -      | 0,25   | -      |
|                                      | 100,25 | 100,15 | 100,30 | 99,20  | 99,35  | 99,30  | 99,45  | 100,05 |
| O = F.....                           | 0,24   | 0,16   | 0,29   | -      | -      | -      | 0,10   | -      |
|                                      | 100,01 | 99,99  | 100,01 | -      | -      | -      | 99,35  | -      |
| Si.....                              | 5,40   | 5,59   | 5,20   | 5,25   | 5,36   | 5,37   | 5,23   | 5,43   |
| Al.....                              | 3,65   | 3,90   | 3,57   | 3,43   | 3,10   | 3,05   | 3,50   | 2,18   |
| Fe <sup>III</sup> .....              | 0,46   | 0,22   | 0,03   | 0,16   | 0,45   | 0,77   | 0,41   | 1,46   |
| Fe <sup>II</sup> .....               | 1,67   | 2,25   | 0,94   | 2,49   | 2,63   | 2,61   | 2,47   | 2,77   |
| Ti.....                              | 0,20   | 0,19   | 0,12   | 0,21   | 0,23   | 0,25   | 0,24   | 0,26   |
| Mn.....                              | 0,02   | 0,03   | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,01   | 0,02   | 0,03   |
| Mg.....                              | 1,92   | 1,69   | 4,00   | 2,03   | 1,98   | 1,91   | 1,88   | 1,82   |
| Ca.....                              | 0,09   | 0,07   | 0,07   | 0,01   | 0,12   | 0,03   | 0,02   | 0,09   |
| Na.....                              | 0,21   | 0,18   | 0,09   | 0,07   | 0,08   | 0,06   | 0,09   | 0,13   |
| K.....                               | 1,42   | 1,54   | 1,30   | 1,65   | 1,57   | 1,87   | 1,61   | 1,86   |
| Li.....                              | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | 0,22   |
| F.....                               | 0,28   | 0,19   | 0,31   | -      | -      | -      | 0,12   | -      |
| (OH).....                            | 3,94   | 2,51   | 4,13   | 4,55   | 3,83   | 2,85   | 3,79   | 2,69   |

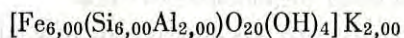
NOTA.

1 : Ballestavy, (bi-mu-an). — 2 : Ballestavy, (bi-mu-an-alm). — 3 : pic de Sept Hommes, (bi-mu-co). — 4 : pic de Tres Vens, (bi-mu-alm-and), n° d'analyse de roche 22. — 5 : vallon de Batatg près Fillols, (bi-mu-and-st), n° d'analyse de roche 28. — 6 : Py, (bi-mu-si), analyse de roche n° 36. — 7 : Py, (bi-mu-si), analyse de roche n° 32. — 8 : ravin de Moura (Vernet-les-Bains), (bi-mu-si), analyse de roche n° 33.

Les micas trioctaédriques types étant représentés par les termes extrêmes *phlogopite* et *annite* :



et :



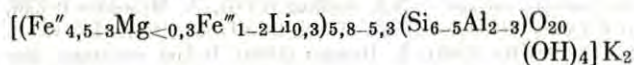
les biotites naturelles sont situées entre ces deux termes

extrêmes, mais sont souvent le siège de substitutions qui se produisent concurremment (voir en particulier D. M. Foster, 1960).

-[Al]<sup>VI</sup>, [Al]<sup>IV</sup> → R<sup>+2</sup>, Si : cette substitution prédomine dans l'*eastonite*.



$-2[Al]^{VI} \rightarrow 3R^{+2}$  : cette substitution conduit au groupe *sidérophyllite-lépidomélane*.



Fe<sup>+3</sup> peut remplacer Al<sup>+3</sup> dans tous les cas.

Ces deux types de substitution sont bien représentés sur le diagramme de H. S. Yoder (1959) [fig. 10].

D'autres substitutions, non moins importantes sont :

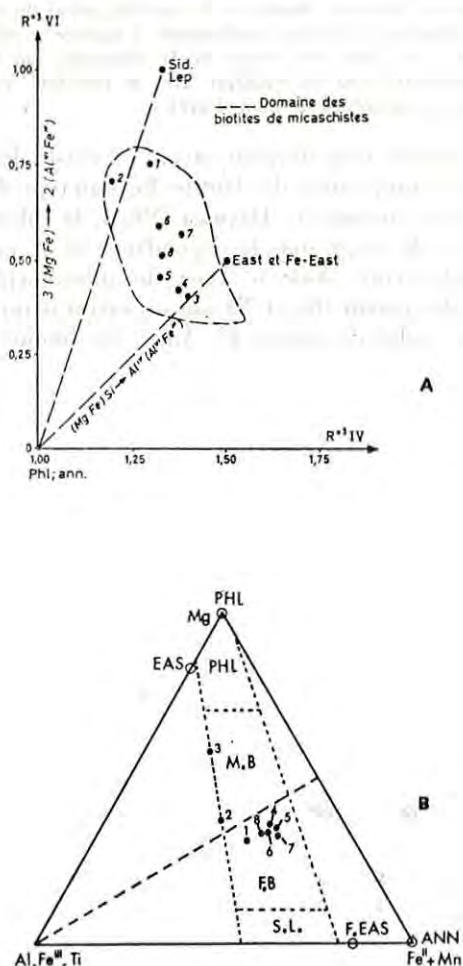
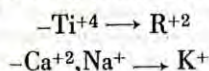


FIG. 10

Domaine de composition des biotites des micaschistes du Canigou

A, exprimé à l'aide du diagramme de Yoder (1959); B, exprimé à l'aide du diagramme de Foster (1960).

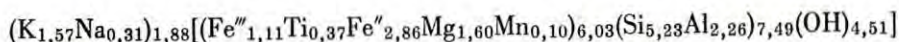
Les biotites des micaschistes et des gneiss pélitiques du Canigou sont généralement des biotites ferrifères. Les valeurs du rapport  $Mg/Fe^{3+} + Fe^{2+}$  varient de 0,90 à 0,43. Mais on rencontre également des biotites magnésiennes en association avec la cordiérite : cas de l'analyse n° 3 ( $Mg/Fe^3 + Fe^2 = 4,1$ ). Ces biotites se distinguent par leur polychroïsme, qui tire sur le brun jaune, et leur indice de réfraction plus faible (cf. p. 33).

Lorsque du grenat ou de la cordiérite se forment dans un micaschiste, la biotite en équilibre avec ces minéraux, susceptibles de fixer fortement le fer ou le magnésium, sera nécessairement moins ferrifère, ou moins magnésienne, que la biotite formée en l'absence du grenat ou de la cordiérite. Si le micaschiste renfermait initialement de la biotite ( $b_1$ ) susceptible de fixer tout le magnésium, après formation de la cordiérite, le rapport  $MgO/FeO$  sera plus petit dans la biotite ( $b_2$ ) en équilibre avec la cordiérite, qu'il ne l'était dans la biotite  $b_1$  ou qu'il ne l'est dans la roche-hôte. On peut schématiser ceci par une réaction telle que :



où la biotite<sub>1</sub> est plus magnésienne que la biotite<sub>2</sub>. Ce type de réaction est souvent utilisé quand on fait intervenir la composition des phases minérales (voir en particulier H. Ramberg, 1952). Mais, la biotite  $b_2$  sera la plus magnésienne des biotites formées dans les conditions de stabilité du membre de droite de la réaction précédente, car, à l'équilibre, le potentiel chimique de MgO est le même dans toutes les phases, et sa valeur est élevée en présence de cordiérite, dans l'exemple considéré. C'est le cas pour la biotite n° 3, du tableau 5, isolée d'un micaschiste à cordiérite sans andalousite, caractérisée par une forte valeur du rapport  $Mg/Fe^{2+} + Mg$  (0,81). C'est aussi le cas pour la biotite ( $Mg/Mg + Fe^{2+} = 0,56$ ) d'un micaschiste à cordiérite étudié par A. Hietanen (1954), dont la cordiérite renferme 2,12 % de FeO.

En général, les biotites sont riches en Al<sup>3+</sup> : c'est une caractéristique des biotites des séries pélitiques. De ce point de vue, les biotites de nos micaschistes se distinguent nettement, en général, de celles des orthogneiss du Canigou, que caractérise une teneur souvent plus faible en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (cf. chap. VII). Les biotites du Canigou sont aussi remarquables par leur teneur assez élevée en CaO, et d'une façon générale, par l'importance du remplacement (Ca + Na) dans le groupe du potassium. Nous avons défalqué de ces analyses la chaux liée au phosphore (apatite); les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont d'ailleurs très faibles, et n'excèdent pas 0,2 %. La biotite n° 8 a une composition très particulière, voisine de celle d'un lépidomélane cité par W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussman (1962), très riche en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> :



La biotite n° 8 est celle d'un gneiss pélitique à sillimanite au contact du granite profond du Canigou, dans une zone qui a subi une métasomatose potassique (pseudomorphose de la sillimanite en muscovite).

Divers chercheurs ont essayé de définir les variations de la composition des biotites des roches de nature pélitique en fonction du degré de métamorphisme (voir par exemple : N. J. Snelling, 1957; R. J. Lambert, 1959; Y. Oki, 1961). Les données sont encore peu nombreuses, mais il semble se dégager les résultats suivants :

Selon N.J. Snelling, le remplacement de Si par Al dans le groupe tétraédrique (remplacement du type eastonite) augmente avec le degré du métamorphisme. D'après les données de la littérature, le pourcentage d'« eastonite » varie de 35 à 60 % dans les biotites des zones de la biotite et du grenat; de 50 à 100 % pour celles des zones du disthène, de l'andalousite et de la sillimanite. Dans les biotites du Canigou qui appartiennent aux zones de l'andalousite et de la sillimanite, la teneur en molécule d'« eastonite » varie entre 41 et 80 %, sans que l'on puisse faire de différence entre les biotites des deux zones respectives.

La teneur des biotites en titane croît avec le degré du métamorphisme. D'après Y. Oki (1961), il existerait une corrélation entre la teneur en  $Ti^{+4}$ , et le degré de remplacement  $Al^{+3} \rightarrow Si$ , au moins pour le cas des biotites de la mésozone et de la catazone de faible degré. D'après le tableau 5, dans le Canigou, les biotites de micaschistes ou gneiss pélitiques de la zone de la sillimanite ont une teneur en  $TiO_2$  légèrement plus forte que les biotites des micaschistes de la zone de l'andalousite. Les compositions des biotites du Canigou sont portées sur la figure 11. Sur ce diagramme,

on a également reporté les teneurs en  $Ti^{+4}$  et  $Si^{+4}$  des biotites de roches de composition nettement pélitique, correspondant à divers degrés de métamorphisme. Les analyses utilisées sont tirées des travaux suivants : N.J. Snelling (1957), A. Miyashiro (1958), R.J. Lambert (1959), Chinner (1960), B.E. Leake (1958); J.C. Green (1963), Y. Oki (1961), Y. Hayama (1964). Il faut remarquer que les analyses de biotites de la zone de la biotite, données par Y. Hayama, appartiennent, en fait, à des micas de la zone de l'andalousite, et même probablement de la zone de la sillimanite. La figure 11 montre, d'une manière assez satisfaisante, que la teneur en  $TiO_2$  augmente dans les biotites avec le degré de métamorphisme, mais que l'importance du remplacement  $Al^{+3} \rightarrow Si^{+4}$  varie largement à l'intérieur d'une même zone métamorphique. Dans le cas des biotites du Canigou, comme ces micas se sont formés dans des roches de composition chimique globalement analogue, et que l'ilménite est présente, l'enrichissement des biotites en titane est probablement en relation avec l'augmentation de la température. Pour l'ensemble des biotites pointées sur la figure 11, il en est probablement de même : les plus faibles teneurs en Ti sont observées dans les biotites de la zone du grenat du métamorphisme dalradien (faciès des amphibolites à épidote et albite); les plus fortes sont celles des roches où la sillimanite (ou le grenat ou la cordiérite) sont en équilibre avec le feldspath potassique (faciès des amphibolites de haut degré).

Il est encore trop tôt pour savoir s'il existe des variations de la composition des biotites liées au type de métamorphisme. Suivant Y. Hayama (1964), la substitution  $Ca, Na \rightarrow K$  serait sous la dépendance de la pression, et caractériserait donc le type de métamorphisme : en effet, les cations Ca et Na ont un rayon ionique plus petit que celui du cation K. Ainsi, les biotites dalra-

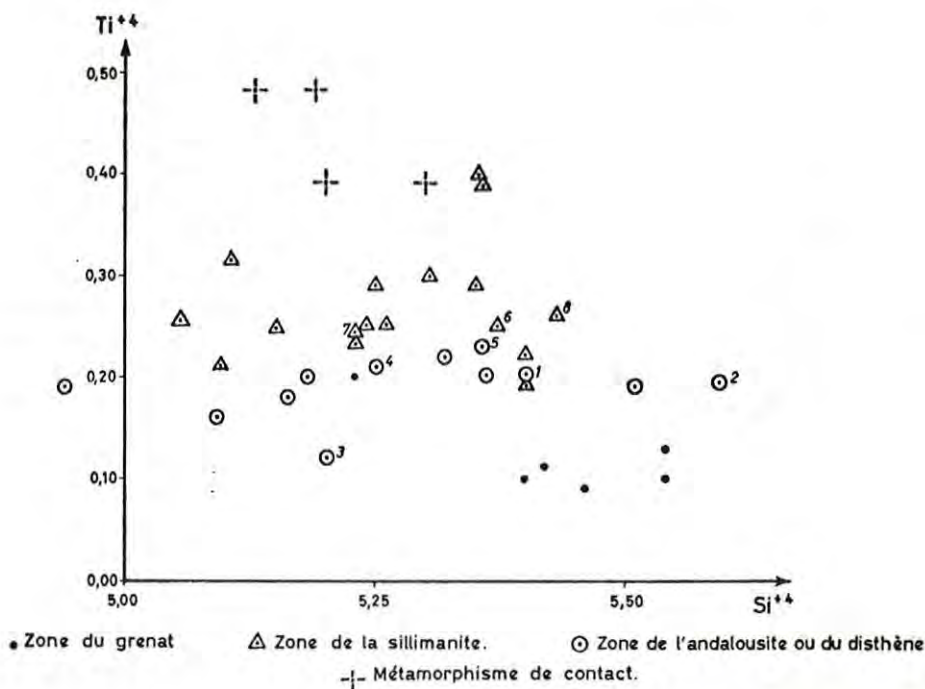


FIG. 11

Diagramme Ti-Si pour diverses biotites métamorphiques

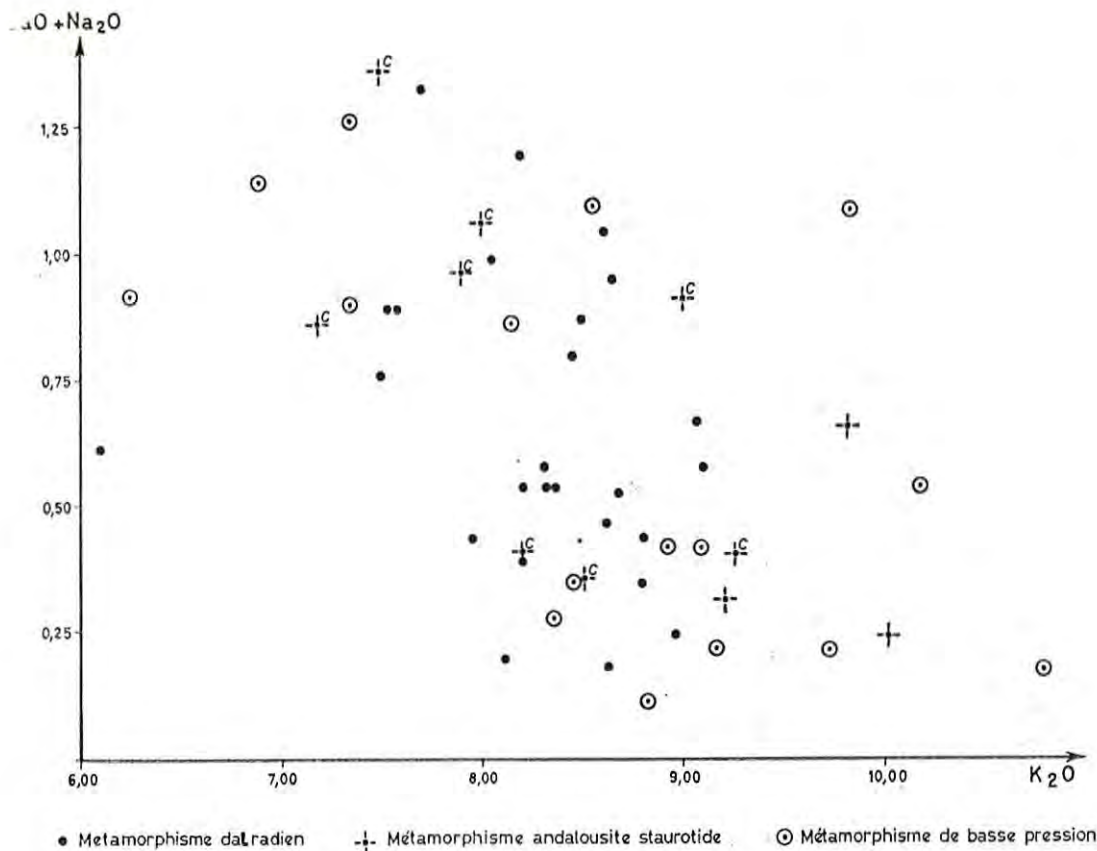


FIG. 12

*Diagramme CaO + Na<sub>2</sub>O — K<sub>2</sub>O pour diverses biotites métamorphiques*

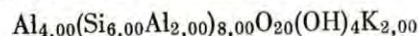
diennes seraient plus calciques et plus sodiques que les biotites du métamorphisme du type Rioke (= type de basse pression de Miyashiro). Nous avons porté sur la figure 12 le pourcentage en poids de CaO + Na<sub>2</sub>O en fonction du pourcentage en K<sub>2</sub>O, des biotites du Canigou et des biotites utilisées dans la figure 12. Ces biotites sont classées en trois catégories d'après leur type de métamorphisme : type dalradien à disthène, type intermédiaire à andalousite et staurotide, type de basse pression à andalousite sans staurotide. Dans les trois catégories l'amplitude du remplacement Ca, Na → K est comparable. Les analyses données par Y. Hayama et par Y. Oki, pour des biotites de deux secteurs adjacents de la zone de Rioke, au Japon, qui appartient au type de basse pression, se distinguent radicalement par leur teneur en CaO et

Na<sub>2</sub>O. L'opinion de Y. Hayama n'est donc pas confirmée par les faits, compte tenu de la précision des analyses chimiques actuelles.

## 2. Muscovite.

On a séparé quelques muscovites des micaschistes de la zone de l'andalousite et de la zone de la sillimanite. Les analyses chimiques sont données dans le tableau 6.

Les formules des muscovites ont été calculées sur la base de 48 valences anioniques correspondant à la formule structurale des micas dioctaédriques :



9. —  $(\text{K}_{1,54}\text{Na}_{0,26}\text{Ca}_{0,11})_{1,91}(\text{Al}_{3,64}\text{Fe}_{0,05}^{+3}\text{Ti}_{0,05}\text{Fe}_{0,01}^{+2}\text{Mg}_{0,28})_{4,06}(\text{Si}_{6,47}\text{Al}_{1,53})_{8,00}\text{O}_{20}(\text{OH})_{3,55}$
10. —  $(\text{K}_{1,70}\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,03})_{1,97}(\text{Al}_{3,43}\text{Fe}_{0,34}^{+3}\text{Ti}_{0,08}\text{Fe}_{0,07}^{+2}\text{Mg}_{0,10}\text{Li}_{0,05})_{4,07}(\text{Si}_{6,33}\text{Al}_{1,67})_{8,00}\text{O}_{20}(\text{OH})_{3,60}$
11. —  $(\text{K}_{1,52}\text{Na}_{0,12}\text{Ca}_{0,18})_{1,82}(\text{Al}_{3,97}\text{Fe}_{0,02}^{+3}\text{Ti}_{0,14}\text{Fe}_{0,03}^{+2}\text{Mg}_{0,10})_{4,26}(\text{Si}_{6,13}\text{Al}_{1,87})_{8,00}\text{O}_{20}(\text{OH})_{3,04}$
12. —  $(\text{K}_{1,70}\text{Na}_{0,18}\text{Ca}_{0,01})_{1,89}(\text{Al}_{3,28}\text{Fe}_{0,13}^{+3}\text{Ti}_{0,08}\text{Fe}_{0,19}^{+2}\text{Mg}_{0,36})_{4,11}(\text{Si}_{6,05}\text{Al}_{1,95})_{8,00}\text{O}_{20}[(\text{OH}_{4,21}\text{F}_{0,08})]_{4,29}$
13. —  $(\text{K}_{1,67}\text{Na}_{0,28}\text{Ca}_{0,02})_{1,97}(\text{Al}_{3,77}\text{Fe}_{0,11}^{+3}\text{Ti}_{0,10}\text{Fe}_{0,09}^{+2}\text{Mg}_{0,24}\text{Li}_{0,10})_{4,39}(\text{Si}_{6,19}\text{Al}_{1,81})_{8,00}\text{O}_{20}[(\text{OH}_{2,70}\text{F}_{0,27})]_{2,97}$

TABLEAU 6

COMPOSITION CHIMIQUE  
DES MUSCOVITES DES MICASCHISTES

|  | 9      | 10    | 11     | 12     | 13    |
|--|--------|-------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 48,60  | 46,90 | 45,60  | 45,00  | 45,80 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 33,00  | 32,10 | 36,90  | 33,00  | 35,10 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0,55   | 3,40  | 0,20   | 1,30   | 1,10  |
| FeO . . . . .                            | 0,40   | 0,70  | 0,30   | 1,75   | 0,80  |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0,50   | 0,80  | 1,40   | 0,85   | 1,00  |
| MnO . . . . .                            | tr     | tr    | tr     | tr     | tr    |
| MgO . . . . .                            | 1,40   | 0,50  | 0,50   | 1,80   | 1,10  |
| CaO . . . . .                            | 0,80   | 0,25  | 1,30   | 0,10   | 0,20  |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 1,00   | 0,95  | 0,75   | 0,70   | 1,10  |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 9,10   | 9,90  | 8,90   | 9,95   | 9,70  |
| Li <sub>2</sub> O . . . . .              | < 0,10 | 0,10  | < 0,10 | < 0,10 | 0,20  |
| H <sub>2</sub> O + . . . . .             | 4,00   | 4,00  | 3,40   | 4,75   | 3,50  |
| H <sub>2</sub> O - . . . . .             | 0,35   | 0,30  | 0,40   | 0,40   | 0,20  |
| F . . . . .                              | -      | -     | -      | 0,20   | 0,65  |
|  | 99,70  | 99,90 | 99,95  | 99,80  | 99,95 |
| O = F . . . . .                          | -      | -     | -      | 0,16   | 0,26  |
|  | -      | -     | -      | 99,64  | 99,69 |
| Si . . . . .                             | 6,47   | 6,33  | 6,13   | 6,05   | 6,19  |
| Al . . . . .                             | 5,17   | 5,10  | 5,84   | 5,23   | 5,58  |
| Fe <sup>III</sup> . . . . .              | 0,05   | 0,34  | 0,02   | 0,13   | 0,11  |
| Fe <sup>II</sup> . . . . .               | 0,04   | 0,07  | 0,03   | 0,19   | 0,09  |
| Ti . . . . .                             | 0,05   | 0,08  | 0,14   | 0,08   | 0,10  |
| Mn . . . . .                             | -      | -     | -      | -      | -     |
| Mg . . . . .                             | 0,28   | 0,10  | 0,10   | 0,36   | 0,22  |
| Ca . . . . .                             | 0,11   | 0,03  | 0,18   | 0,01   | 0,02  |
| Na . . . . .                             | 0,26   | 0,24  | 0,12   | 0,18   | 0,28  |
| K . . . . .                              | 1,54   | 1,70  | 1,52   | 1,70   | 1,67  |
| Li . . . . .                             | -      | 0,05  | -      | -      | 0,10  |
| OH . . . . .                             | 3,55   | 3,60  | 3,04   | 4,21   | 2,70  |
| F . . . . .                              | -      | -     | -      | 0,08   | 0,27  |

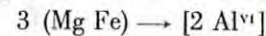
NOTA.

9 : gorges du Sègre à Llo, bi-mu-co an-ch (analyse de roche n° 19). — 10 : Ballestavy, (mas Touzeire, bi-mu-an (analyse de roche n° 16). — 11 : vallon de Balatg, bi-mu-an. — 12 : Py, bi-mu-si (analyse de roche n° 36). — 13 : ravin de Moura, bi-mu-si (analyse de roche n° 33).

Dans les muscovites analysées, 2 V varie entre 38 et 40°.

Les muscovites métamorphiques présentent des substitutions limitées (voir H. S. Yoder, 1959; B. Velde, 1964). A partir du terme extrême « muscovite » de formule  $K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4$  les principaux remplacements sont :

a. INTRODUCTION DE FER ET DE MAGNÉSIUM qui s'effectue suivant deux modes :



cette substitution, qui conduirait des micas dioctaédriques aux micas trioctaédriques, est en fait très limitée.



cette substitution est la plus importante et peut conduire jusqu'à la phengite, de formule  $K_2Al_4(Mg, Fe)Si_7O_{20}(OH)_4$ , minéral de composition intermédiaire entre la muscovite et un autre terme extrême, la céladonite  $K_2R_2Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$ . Cette substitution est sensible à la pression. Il existe une immiscibilité entre la phengite et les glauconies, ces dernières intermédiaires entre les deux termes extrêmes muscovite et céladonite, mais la glauconie n'est stable qu'aux très faibles degrés du métamorphisme. En somme, les micas dioctaédriques métamorphiques forment une série continue depuis la muscovite pure jusqu'à la phengite. Dans les analyses des muscovites du Canigou, le rapport Mg/Fe est supérieur à 1. De fait, c'est avec le terme aluminomagnésien de la céladonite que l'on obtient la substitution la plus étendue lors de la synthèse de la phengite.

Bien que l'influence du métamorphisme progressif sur la composition des muscovites des roches d'origine péritique soit encore peu étudiée, la signification du remplacement de type phengitique a pu être précisée. On sait que la phengite et la ferriphengite sont les micas habituels de l'épizone des séries métamorphiques formées à haute pression (type à glaucophane-jadéite de A. Miyashiro) [voir par exemple : L. Van der Plas, 1959; S. Caillère et A. Michard, 1962; M. Iwasaki, 1963]. Dans les micaschistes du Dalradien d'Écosse, il existe des muscovites où la teneur en « phengite » est nettement plus forte dans les muscovites de la zone du grenat que dans celles de la zone de la sillimanite (voir R. J. Lambert, 1959; Chinner, 1960). Le diagramme Si-Al-Mg utilisé par R. Michel (1953), montre bien l'influence respective des deux types de substitutions par le fer et le magnésium. Sur la figure 13, on a reporté la composition des muscovites étudiées par Lambert et Chinner, ainsi que celles des muscovites des micaschistes du Canigou. Ces dernières, qui appartiennent à des roches de la zone de l'andalousite et de la sillimanite, se situent de façon satisfaisante sur le diagramme, car elles se

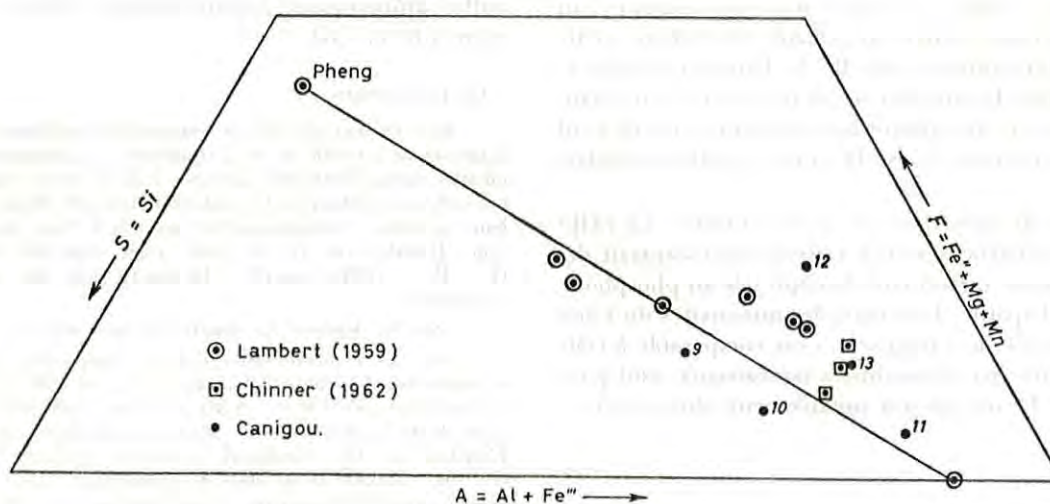


FIG. 13

Degré de substitution de type « phengite » dans les muscovites des micaschistes du Canigou; comparaison avec des muscovites du métamorphisme dalradien

superposent au domaine des muscovites de la zone de la sillimanite données par Chinner, et elles empiètent sur le domaine des muscovites les moins phengitiques de la zone du grenat étudiées par R. J. Lambert. Ce sont donc des muscovites peu phengitiques et l'analyse n° 11 tombe dans le domaine des muscovites presque pures. Selon C. V. Guidotti (1963), les muscovites en équilibre avec le feldspath potassique et la sillimanite seraient des muscovites pratiquement pures. En somme, dans les muscovites, la substitution phengitique est favorisée par la pression et par les faibles températures. Les muscovites du tableau 6 sont peu phengitiques car elles appartiennent à des roches formées à température élevée et sous une pression relativement faible (type de métamorphisme intermédiaire de basse pression).

b. INTRODUCTION DE  $Fe^{+3}$ . Expérimentalement, on peut faire rentrer environ 15 % de molécule  $K_2 Fe_4^{+3} Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$  en solution solide dans la muscovite (B. Velde, 1964). Dans la nature, on connaît des ferriphengites qui renferment environ 20 % de la molécule précédente (par exemple une ferriphengite étudiée par M. Iwasaki, 1963). Il semble qu'en général les muscovites des micaschistes peu métamorphiques (zone de la chlorite) soient plus riches en  $Fe_2 O_3$  que les muscovites des micaschistes plus métamorphiques (voir par exemple R. J. Lambert, 1959). Cependant, on peut rencontrer des muscovites renfermant jusqu'à 5 % de  $Fe_2 O_3$  dans les micaschistes de la zone de la sillimanite (Chinner, 1960). Dans ce cas, les roches renferment de l'hématite, qui témoigne de la forte valeur de  $\mu Fe^{+3}$  dans ces roches. Il en est d'ailleurs souvent de même pour les

muscovites de faible degré métamorphique. Selon A. Miyashiro (1964), le degré d'oxydation du fer dans certains minéraux, dont la muscovite, lié à la pression partielle de  $O_2$ , dépend étroitement de la présence ou de l'absence du graphite dans les roches. En général, les pélites renferment du graphite, et la pression  $p'O_2$ , liée à la pression  $pCO_2$  — ( $C + O_2 \rightarrow CO_2$ ) —, augmente quand  $pCO_2$  augmente ou quand la température diminue. Les muscovites du Canigou données dans le tableau 6 renferment une quantité de  $Fe_2 O_3$  qui doit correspondre à celle des muscovites de moyen et fort degré métamorphique, dérivant de pélites ordinaires, graphitiques. Par contre, l'analyse n° 10, qui renferme 3,40 % de  $Fe_2 O_3$ , a une composition voisine de celle d'une muscovite de la zone de la sillimanite donnée par Chinner (1960), dans un gneiss pélitique à hématite et probablement sans graphite. L'analyse n° 10 correspond à l'analyse de roche 16, qui se signale par une valeur assez élevée du rapport  $Fe'''/Fe''' + Fe''$  (0,44).

c. LE REMPLACEMENT DE K PAR Na est lui aussi limité (H. P. Eugster et H. S. Yoder, 1955). Ainsi, d'après les expériences de T. Iiyama (1964), sous une pression de 1.000 bars, la muscovite peut renfermer 15 % de molécule de paragonite à 500 °C, 25 % à 600 °C. Au-delà, la solubilité décroît et elle n'est plus que de 18 % de paragonite à 650°. R. J. Lambert (1959) note que la teneur en Na est plus forte dans les muscovites des micaschistes de la zone du grenat que dans celles de la zone de la biotite. Dans les muscovites du Canigou, le pourcentage de paragonite en solution solide ne dépasse pas 14 %. Les teneurs en  $Na_2 O$  de ces muscovites sont



comparables à celles des muscovites mésozonales du Dalradien d'Écosse (zone du grenat, du disthène et de la sillimanite) étudiées par R. J. Lambert (1959) et Chinner (1960). Les muscovites de nos micaschistes étant en équilibre avec des plagioclases calciques, on ne peut pas utiliser la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  comme géothermomètre.

d. Comme le précédent, LE REMPLACEMENT  $\text{Ca}, [\text{Al}]^{\text{IV}} \rightarrow \text{K}, \text{Si}$  EST PROBABLEMENT LIMITÉ. On a soustrait des analyses la faible quantité de calcium liée au phosphore, sous forme d'apatite. La teneur des muscovites du Canigou en molécule de « margarite » est comparable à celle des muscovites des micaschistes mésozonaux, sauf pour l'analyse n° 11 où elle est notablement plus élevée.

### 3. Chlorites.

Nous avons séparé et fait analyser quelques chlorites typomorphes des micaschistes et chloritoschistes mésozonaux du Canigou (cf. tableau 7). On sait que dans certaines conditions les chlorites sont stables jusque dans le faciès des amphibolites (H. Ramberg, 1952). On sait aussi, qu'au laboratoire, les chlorites magnésiennes sont stables jusqu'à des températures et des pressions élevées :  $680^\circ$  à 2 Kb (H. S. Yoder, 1952),  $830^\circ$  à 10 Kb (J. J. Fawcett, 1964). Dans la nature, en présence de quartz, ces températures sont cependant abaissées.

Dans la région étudiée, les chlorites primaires que l'on observe dans les roches du faciès des amphibolites apparaissent pour des compositions particulières de ces roches. Ce sont généralement des chlorites magnésiennes et quelquefois des chlorites ferrifères. Dans la suite de cette étude, on verra que la chlorite peut persister jusque dans le subfaciès andalousite-grenat-biotite (subfaciès n° 8) pour les roches de composition pélitique. Dans ce cas, elle peut former les associations : andalousite-grenat-biotite-chlorite et andalousite-cordiérite-biotite-chlorite, qui excluent l'association de la chlorite avec la muscovite. Nous ne possédons pas d'analyse de ces chlorites, mais, par contre, la composition d'une chlorite appartenant à un micaschiste du subfaciès andalousite-biotite-muscovite-chlorite (subfaciès n° 6), est donnée par l'analyse n° 16 où le rapport  $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,40$ . Dans la zone de la sillimanite, la chlorite n'est plus stable dans les micaschistes; cependant, on trouve encore des clinochlores typomorphes dans des chloritoschistes (cf. analyse n° 18).

a. CHLORITES MAGNÉSIENNES : elles sont caractérisées par les propriétés optiques suivantes : incolores ou vert très pâle, biréfringence faible, dispersion faible ou

nulle, allongement invariablement négatif,  $n_m$  varie entre 1,62 et 1,63.

On les rencontre :

— dans les micaschistes de composition pélitique relativement magnésienne à cordiérite ou à cordiérite et andalousite (cf. p. 30), où elles sont généralement associées à des biotites « magnésiennes » (cf. ci-dessus, tableau 5). Ces chlorites étant très difficiles à séparer, leurs caractères chimiques ont été précisés à l'aide du micro-analyseur. L'analyse n° 16 est celle d'une *ripidolite magnésienne* ( $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,40$ ), associée à la biotite, à la muscovite et à la cordiérite;

— dans les lentilles de quartz des micaschistes;

— dans les chloritoschistes dont la composition chimique est indiquée dans le tableau 4. L'analyse n° 15 est celle d'une *ripidolite magnésienne* ( $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,33$ ) dans un chloritoschiste de la zone de la cordiérite, avec chlorite-biotite-quartz et clinzoisite. L'analyse n° 17 correspond à une *brunswickite magnésienne* ( $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,45$ ) de la zone de l'andalousite dans une roche à chlorite-grenat-biotite-quartz. Cette chlorite a une composition voisine de celle décrite par A. Miyashiro (1957), dans un micaschiste de la zone de la chlorite, associée à un grenat riche en spessartite, et, de ce fait, plus manganésifère que la chlorite du Canigou. Enfin, l'analyse n° 18 tombe franchement dans le groupe du *clinochlore* ( $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,22$ ) et correspond à la chlorite d'un chloritoschiste de la zone de la sillimanite. On remarquera que ces chlorites sont beaucoup plus riches en manganèse que les biotites. Les chloritoschistes sont généralement plus manganésifères que les micaschistes (cf. tableaux ci-dessus); cette particularité influe sur la composition de la chlorite et le développement du grenat, fréquent dans ces roches.

b. CHLORITES FERRIFÈRES. Une chlorite ferrifère d'apparence primaire, associée à du grenat, a été trouvée dans un chloritoschiste de la zone de la cordiérite. La chlorite a les caractères optiques suivants : polychroïsme fort avec  $n_g = \text{vert}$  et  $n_p = \text{jaune}$ ; biréfringence très faible, dispersion forte, allongement positif,  $n_m \approx 1,66$ . L'analyse n° 14 montre qu'il s'agit d'une *thuringite* ( $\text{Fe}^{+2}/\text{R}^{+2} = 0,82$ ).

Des thuringites ont été signalées par H. L. James (1955) dans la zone du grenat et de la staurotide du lac Michigan, mais leur origine est rétro-morphique. Dans le cas du Canigou, en l'absence de staurotide — la roche appartient en effet à la zone de la cordiérite de la suite I — la persistance d'une thuringite primaire jusque dans la zone de la cordiérite est acceptable. On notera d'ailleurs qu'au laboratoire, les chlorites ferrifères peuvent persister jusqu'à des températures élevées : à la pression atmosphérique  $650^\circ\text{C}$  pour la chamosite (Brindley et Youell, 1953),  $525-650^\circ$  pour la daphnite (A. C. Turnock et H. P. Eugster, 1958).

La classification des chlorites utilisée fait appel aux seuls caractères chimiques dont J. Orcel (1927) a montré tout l'intérêt. On a adopté la classification simplifiée de D. M. Foster (1962), basée sur les deux types de remplacements classiques dans les orthochlorites :



Les formules structurales sont calculées sur la base de 56 valences anioniques correspondant à la formule théorique de la maille :  $X_{12}Y_8O_{20}(OH)_{16}$ . Ces formules

sont données ci-dessous; elles ont servi à reporter la composition des chlorites du Canigou sur les diagrammes de Foster (fig. 14 et 15).

14. —  $(Al_{3,19}Fe_{0,30}^{3+}Fe_{6,60}^{2+}Mg_{1,38}Mn_{0,08})_{11,55}(Si_{5,37}Al_{2,63})_{8,00}O_{20}(OH)_{16}$   
 15. —  $(Al_{2,54}Fe_{0,17}^{3+}Fe_{2,93}^{2+}Mg_{5,88}Mn_{0,07})_{11,89}(Si_{5,19}Al_{2,81})_{8,00}O_{20}(OH)_{16}$   
 16. —  $(Al_{2,79}Fe_{3,70}^{2+}Mg_{5,46})_{11,95}(Si_{5,28}Al_{2,72})_{8,00}O_{20}(OH)_{16}$   
 17. —  $(Al_{1,98}Fe_{1,23}^{3+}Fe_{3,72}^{2+}Mg_{4,47}Mn_{0,09})_{11,54}(Si_{5,64}Al_{2,36})_{8,00}O_{20}(OH)_{16}$   
 18. —  $(Al_{3,69}Fe_{0,50}^{3+}Fe_{1,51}^{2+}Mg_{5,28}Mn_{0,03})_{11,07}(Si_{5,57}Al_{2,43})_{8,00}O_{20}(OH)_{16}$

TABLEAU 7

COMPOSITION CHIMIQUE DES CHLORITES  
DES MICASCHISTES  
ET DES CHLORITOSCHISTES

|                                      | 14     | 15    | 16 (1) | 17     | 18     |
|--------------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 24,25  | 25,80 | 26,3   | 26,85  | 29,45  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 22,40  | 22,55 | 23,3   | 17,10  | 27,45  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,80   | 3,10  | -      | 8,20   | 3,90   |
| FeO.....                             | 35,75  | 17,50 | 22,1   | 21,25  | 9,70   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | tr     | -     | -      | tr     | -      |
| MnO.....                             | 0,50   | 0,40  | -      | 0,55   | 0,25   |
| MgO.....                             | 4,25   | 19,55 | 18,1   | 14,25  | 18,60  |
| CaO.....                             | 0,50   | -     | -      | tr     | -      |
| Na <sub>2</sub> O.....               | tr     | -     | -      | tr     | tr     |
| K <sub>2</sub> O.....                | tr     | -     | -      | tr     | tr     |
| H <sub>2</sub> O +.....              | 10,35  | 10,80 | 10,2   | 11,70  | 10,45  |
| H <sub>2</sub> O -.....              | 0,30   | 0,20  | -      | 0,40   | 0,10   |
|                                      | 100,10 | 99,90 | 100,0  | 100,30 | 100,50 |

|                        |      |      |      |      |      |
|------------------------|------|------|------|------|------|
| Si.....                | 5,37 | 5,19 | 5,28 | 5,64 | 5,57 |
| Al.....                | 5,82 | 5,35 | 5,51 | 4,34 | 6,12 |
| Fe <sup>3+</sup> ..... | 0,30 | 0,47 | -    | 1,28 | 0,56 |
| Fe <sup>2+</sup> ..... | 6,60 | 2,93 | 3,70 | 3,72 | 1,51 |
| Mn.....                | 0,08 | 0,07 | -    | 0,09 | 0,03 |
| Mg.....                | 1,38 | 5,88 | 5,46 | 4,47 | 5,28 |

(1) Le microanalyseur ne permettant pas de doser les deux degrés d'oxydation du fer, tout le fer est recalculé à l'état Fe<sup>2+</sup>.

NOTA.

14 : Chloritoschiste : Can Calet près Prats-de-Mollo. — 15 : Chloritoschiste : La Preste (ravin de Sainte-Marie). — 16 : micaschiste à cordiérite-biotite-muscovite-chlorite, Llo (gorges du Sègre). — 17 : chloritoschiste : Rouja (Canigou). — 18 : chloritoschiste : Py.

Quelques chlorites métamorphiques, rassemblées par A. Miyashiro (1957), ainsi que les chlorites du Canigou, ont été reportées sur le diagramme de D. M. Foster (fig. 14). Toutes ces chlorites tombent dans le groupe

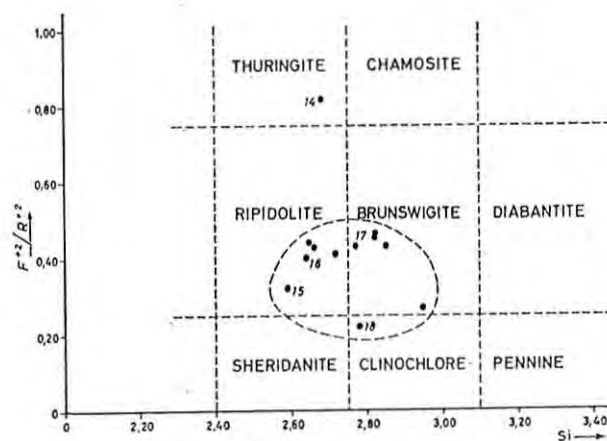


FIG. 14

Classification chimique des chlorites  
des micaschistes et chloritoschistes du Canigou

mg-ripidolite, mg-brunswigite, clinochlore, sauf l'analyse n° 14 qui est une thuringite. Il n'y a pas de pennine. En effet, dans la mésozone du Canigou, les chlorites typomorphes n'appartiennent pas en général au groupe de la pennine. Par contre, les chlorites hystérogènes sont souvent des pennines. A. Miyashiro (1957) a attiré l'attention sur le fait que les chlorites métamorphiques sont généralement des leptochlorites, et non des orthochlorites. Plus précisément, il existe un remplacement du type  $2 [Al]^{VI} \rightarrow 3 Mg$  dans le groupe des chlorites. Il en résulte un excès de  $[Al]^{VI}$  dans le feuillet octaédrique, où le nombre des positions occupées est inférieur à 12. Cette substitution est clairement exprimée sur le diagramme proposé par D. M. Foster (1962), qui montre la relation entre le nombre total de positions occupées dans le feuillet octaédrique (M), et le nombre de cations  $[R^{+3}]^{VI}$ , en excès sur le nombre de cations

R<sup>+3</sup> nécessaire pour neutraliser la charge négative, dans le feuillet tétraédrique. Parmi les chlorites du Canigou, les chlorites 14, 17 et 18 sont des leptochlorites. Les analyses 15 et 16 sont celles d'orthochlorites, encore que, pour l'analyse 16, le fer soit entièrement recalculé à l'état de Fe<sup>+2</sup> (fig. 15).

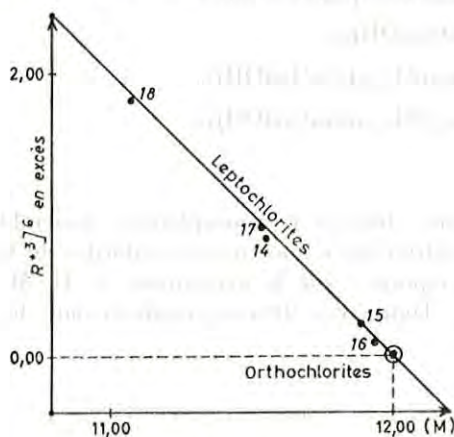


FIG. 15

Séparation des orthochlorites et des leptochlorites à l'aide du diagramme de MIYASHIRO (1957)

La teneur en manganèse des chlorites du tableau 7 est comparable à celle d'autres chlorites de la mésozone. Dans la zone de la chlorite, la teneur en MnO des chlorites peut être beaucoup plus élevée (cf. A. Miyashiro, 1947).

#### 4. Grenat.

Le grenat est un minéral fréquent dans les micaschistes de la région étudiée, spécialement dans le massif du Canigou, mais il est souvent de petite dimension et peut passer inaperçu sans un examen microscopique systématique. Cependant, dans quelques localités, il existe des cristaux atteignant jusqu'à 3 centimètres (par exemple dans la bande de micaschistes inclus dans les gneiss entre le pic de Sept Hommes et le pic de Tres Vens). Le grenat est granoblastique ou franchement porphyroblastique. En général xénomorphes, il est parfois idiomorphe avec les faces (110) simples ou combinées avec (211). A l'inverse de l'andalousite et de la cordiérite, on ne le trouve jamais dans les lentilles du quartz d'exsudation. Il apparaît en général sous forme de plages isolées, sans inclusions d'autres silicates alumineux. Il est rarement inclus dans l'andalousite. Les minéraux qu'il renferme sont le quartz, la biotite, l'ilmé-

nite, l'apatite et la tourmaline. Ces inclusions ont quelquefois une disposition hélicitique et parfois elles s'orientent suivant les faces (110) du cristal. Le grenat s'altère en pennine. Au voisinage du granite profond du Canigou, des pseudomorphoses en muscovite et en biotite représentent probablement d'anciens grenats.

Les grenats des micaschistes et gneiss pélitiques du Canigou sont généralement des *almandins typiques*. Trois grenats ont été séparés et analysés, leur composition chimique est indiquée dans le tableau 8.

TABLEAU 8

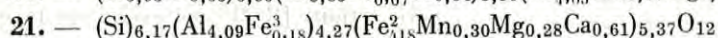
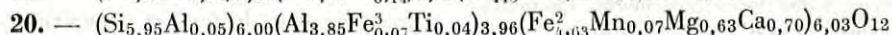
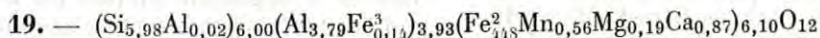
#### COMPOSITION DE L'ALMANDIN DES MICASCHISTES DU CANIGOU

|                                      | 19     | 20     | 21     |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 36,80  | 36,90  | 37,00  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 19,90  | 20,60  | 20,80  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,15   | 0,55   | 1,50   |
| FeO.....                             | 33,00  | 34,50  | 34,00  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | Tr     | 0,40   | Tr     |
| MnO.....                             | 3,90   | 0,50   | 2,15   |
| MgO.....                             | 0,80   | 2,60   | 1,15   |
| CaO.....                             | 5,00   | 4,20   | 3,40   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | < 0,10 | -      | < 0,10 |
| K <sub>2</sub> O.....                | < 0,10 | -      | < 0,10 |
| H <sub>2</sub> O +.....              | -      | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O -.....              | -      | -      | -      |
|                                      | 100,55 | 100,25 | 100,00 |
| n =.....                             | 1,794  | 1,797  | 1,796  |
| Almandin.....                        | 73,6   | 76,5   | 79,3   |
| Andradite.....                       | 3,5    | 1,7    | 4,8    |
| Pyrope.....                          | 3,2    | 10,3   | 3,6    |
| Spessartite.....                     | 8,8    | 1,2    | 5,2    |
| Grossulaire.....                     | 10,9   | 10,2   | 7,0    |

NOTA.

19 : Can Calet près La Preste, grenat-chlorite-biotite-quartz. —  
20 : Nord du pic de Tres-Vens, grenat-andalousite-staurotide-muscovite-biotite-quartz-plagioclase (An = 36 %). — 21 :  
Velmanya, grenat-muscovite-biotite-quartz-plagioclase (An = 30 %).

Les formules structurales, établies sur la base de 12 oxygènes sont les suivantes :



La variation de la composition chimique du grenat dans les roches pélitiques, en fonction de l'intensité et du type de métamorphisme, est une question complexe, étudiée en particulier par A. Miyashiro (1953). Cet auteur a montré que la composition des grenats était influencée par la température et par la pression. Le spessartine et le grossulaire sont des grenats stables dans un très large intervalle de température et de pression. Avec l'augmentation de la température, la structure du grenat peut s'accommoder des cations Fe et Mg de faibles rayons ioniques, au détriment des cations Ca et Mn de plus grand rayon ionique. Des almandins ne peuvent donc exister qu'à partir d'une certaine température. A pression fixée, une augmentation progressive de la température a pour effet d'enrichir le grenat en almandin et en pyrope. Mais, une conséquence de la substitution  $Fe, Mg \rightarrow Ca, Mn$  est de diminuer le volume moléculaire du grenat; il en résulte qu'une forte pression tend à stabiliser un grenat riche en almandin ou en pyrope. La température et la pression jouent dans le même sens.

L'effet de la pression sur la composition chimique du grenat permet de prévoir l'influence du type de métamorphisme — au sens de Miyashiro — sur l'apparition de l'almandin dans les micaschistes au cours du métamorphisme progressif. Les grenats à composition d'almandin auront un domaine de stabilité d'autant plus étendu que la pression sera forte, en d'autres termes, un almandin pauvre en Mn O et Ca O apparaîtra à des températures de plus en plus basses au fur et à mesure que la pression augmentera. Ces considérations ont conduit Miyashiro à opposer un métamorphisme « almandin », que caractérise l'apparition de l'almandin dès la zone de la biotite (cas du métamorphisme dalradien à disthène), voire dès la zone de la chlorite (cas du métamorphisme à glaucophane-jadéite), à un métamorphisme « non almandin », où les grenats à composition d'almandin (pauvres en Mn O) n'apparaissent qu'à un degré de métamorphisme élevé, par exemple dans la zone de la sillimanite : c'est le cas pour le métamorphisme de basse pression à andalousite et sillimanite.

Le problème de l'apparition de l'almandin dans les micaschistes du Canigou et de sa signification, est discuté ci-dessous pages 66 et 74, et l'influence de la pression sur la stabilité de l'almandin est illustrée sur la figure 30 (cf. ci-dessous p. 68). Les conditions de pression qui régnaient dans le Canigou étaient intermédiaires entre celles du type « almandin » et celles du type « non almandin » (cf. p. 69).

Pour estimer l'influence de la température sur la composition de grenat des séries pélitiques, B. A. Sturt (1962) porte globalement les teneurs en poids de Ca O, Mn O, Fe O, Mg O sur le diagramme de la figure 16. Pour une large variation du degré de métamorphisme,

l'influence de la température est marquée par une diminution des teneurs en Ca O et Mn O dans les grenats, depuis la zone de la biotite, jusqu'à la catazone de haut degré. Cependant, si l'on veut mettre en évidence l'influence de la température sur la composition du grenat dans un intervalle beaucoup plus étroit, par exemple à l'intérieur d'une ou de plusieurs zones de la mésozone, il faut tenir compte de diverses influences.

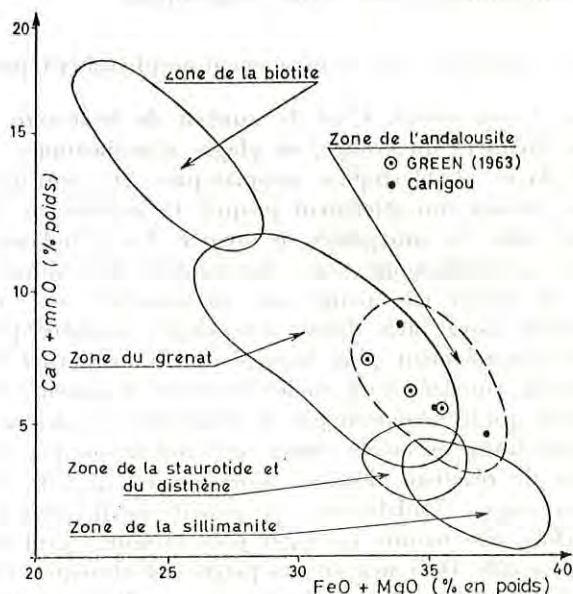


FIG. 16

Composition des grenats de micaschistes en fonction de l'intensité du métamorphisme

— on élimine l'influence de la pression en comparant des grenats de roches appartenant au même type de métamorphisme. Les trois analyses de grenats du Canigou ont été comparées à trois analyses de grenats données par J. C. Green (1963) pour des micaschistes mésozonaux appartenant, comme ceux du Canigou, à une série du type dit « intermédiaire de basse pression ». Ces analyses tombent dans la partie inférieure du domaine mésozonal de B. A. Sturt, ce qui est satisfaisant;

— il est nécessaire d'étudier la composition du grenat dans des roches où le nombre des minéraux réactionnels est égal à celui des constituants déterminants (cf. M. Fontelles, 1965). Dans ces conditions, la composition de ces minéraux est entièrement déterminée par la valeur des paramètres intensifs (cf. ci-dessous);

— enfin, dans le cas particulier des grenats, la composition initiale de la roche en CaO et MnO peut avoir une grande importance sur celle de ce minéral, quelle que soit l'intensité du métamorphisme. On sait que le grenat fixe de préférence le manganèse; dès que l'on considère la teneur en spessartine du grenat, il n'est plus possible de raisonner en supposant que MnO est un constituant mineur et négligeable (cf. ci-dessous, p. 47). Il en est de même de la teneur en CaO, mais ici la composition du plagioclase permet de tester l'influence de la composition de la roche. On verra ci-dessous (cf. p. 73) le rôle possible de l'absence du plagioclase, dans certains micaschistes sur la composition chimique du grenat. Pour éliminer cette influence, il faudra donc restreindre les comparaisons entre des grenats pour une valeur déterminée de la teneur en spessartine ou pour une composition déterminée du plagioclase, etc.

Ces considérations expliquent, dans une certaine mesure, les variations parfois curieusement importantes de la teneur en spessartine et grossulaire de l'almandin, dans une même zone de métamorphisme (voir zone du grenat sur le diagramme de B. A. Sturt, 1962), ou au sein de deux zones adjacentes (W. C. Phinney, 1963).

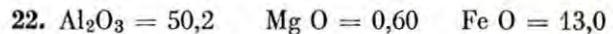
## 5. Andalousite, cordiérite, staurotide.

Ces minéraux sont généralement porphyroblastiques.

*a. ANDALOUSITE.* C'est le minéral de beaucoup le plus fréquent du groupe, en plages xénoblastiques ou en plages idioblastiques, prismatiques. On rencontre des cristaux qui atteignent jusqu'à 15 centimètres de long dans les amygdales de quartz. Les xénoblastes sont pœciliblastiques avec une bordure dentelliforme et un aspect en éponge ou, au contraire, avec un contour assez bien défini. Les plages idioblastiques sont généralement plus homogènes. L'andalousite est souvent entourée d'un enchevêtrement de lamelles de biotite qui la pénètrent par sa périphérie, le mica noir s'étant formé en même temps que l'andalousite par une série de réactions décrites ci-dessous (cf. p. 55). Au microscope, l'andalousite est généralement incolore. Parfois, elle montre un léger polychroïsme tirant sur le rose pâle. On rencontre ces plages polychroïques surtout au voisinage des zones granitiques. Ainsi, à proximité du granite de Batère (col de la Cirera), il existe des andalousites zonées à centre polychroïque et à périphérie incolore avec association de biotite, muscovite, grenat, plagioclase An 30 % et parfois sillimanite. Un dosage au microanalyseur a donné Fe = 0,65 % pour la partie centrale et Fe = 0,40 % pour la partie incolore périphérique. Ces valeurs correspondant respectivement à 0,93 % et 0,57 % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Dans les deux cas, Mn O = 0,00 %. A titre de comparaison, l'analyse de l'andalousite la plus pure, donnée par W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussman (1962), est celle d'une andalousite de micaschiste renfermant 0,41 % de fer total (*in* A. Hietanen, 1956); la plus ferrifère est celle d'une andalousite polychroïque de pegmatite renfermant 1,53 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. On peut donc estimer que les andalousites non polychroïques des micaschistes de la région étudiée ont une teneur en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  $\approx$  0,50 %. L'andalousite renferme des inclusions variées : quartz, biotite, staurotide, rarement grenat, ilménite en file d'inclusions plissotées, apatite, zircon, tourmaline. Les inclusions de staurotide, très fréquentes dans les andalousites des micaschistes de Balatg, sont des reliques blindées (cf. ci-dessous). L'andalousite est parfois finement damouritisée sous l'action de solutions hydrothermales, ou remplacée par de grandes lamelles de muscovite deutérique au voisinage des granites (cf. p. 62). Enfin, elle peut être,

en totalité ou en partie, pseudomorphosée par de la sillimanite (cf. p. 60).

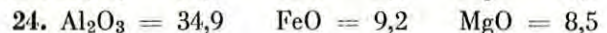
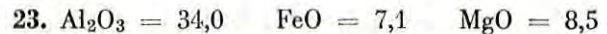
*b. LA STAUROTIDE.* Elle est presque toujours représentée par de très petits porphyroblastes, parfois idiomorphes, ne dépassant pas 0,5 centimètre (sud de la Bastide, à Serremijeanne, sur le versant nord-est du Canigou). Le minéral est grano ou porphyroblastique, en plages isolées, dans la zone de la staurotide; il forme, au contraire, des reliques blindées irrégulières et microscopiques (0,1 à 0,7 mm) au sein des plages d'andalousite, dans les zones plus métamorphiques, après réaction avec le quartz (cf. ci-dessous p. 57 et fig. 23). La staurotide peut renfermer des inclusions de quartz, de biotite, d'ilménite, d'apatite, de tourmaline. Comme le grenat, ce minéral ne se forme pas dans les amygdales de quartz. Une analyse partielle effectuée au microanalyseur sur une staurotide du pic de Tres Vens associée à de l'almandin, de la biotite, de la muscovite, de l'andalousite, et du plagioclase An = 25 % a donné :



Il s'agit d'une staurotide où la substitution Mg  $\rightarrow$  Fe est des plus réduites : Fe/Fe + Mg = 0,90, ce qui s'explique bien par son association avec le grenat.

*c. LA CORDIÉRITE.* Ce minéral apparaît le plus souvent sous la forme de grands porphyroblastes xénomorphes et pœcilitiques. Mais, dans les lentilles de quartz on trouve des cristaux idiomorphes atteignant plus de 10 centimètres (par exemple aux environs du pic Joffre ou vallon de Velmanya, dans le Canigou). Au microscope, le minéral avec  $-2V = 75$  à  $90^\circ$ , ne présente qu'exceptionnellement des macles et renferme de nombreuses inclusions : zircon, rutil, apatite, micas, quartz, chlorite, parfois andalousite. Ces dernières inclusions sont parfois des reliques blindées (cf. p. 70 et fig. 27 b).

On a effectué deux analyses partielles de cordiérite au microanalyseur :



23. Micaschiste à cordiérite, biotite, muscovite, chlorite, vallée du Sègre à Llo'.

24. Micaschiste à cordiérite, andalousite, muscovite, biotite, sillimanite, pic Joffre (Canigou).

Dans ces analyses, le fer est entièrement recalculé à l'état ferreux. Étant donné la faible valeur de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la cordiérite (en général Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 1 %), l'erreur introduite n'est pas gênante. Les valeurs du rapport Mg/Mg + Fe sont respectivement de 0,68 et 0,62 pour

les échantillons 23 et 24. La valeur de ce rapport dans la prochlorite associée à l'échantillon 23 est de 0,58 (analyse n° 16), ce qui est satisfaisant puisque la biotite et la chlorite associées à la cordiérite sont plus ferrifères que cette dernière. Le degré de substitution  $Fe \rightarrow Mg$  n'est donc pas négligeable dans les cordiérites mésozonales. Ce degré est plus fort (0,62) pour la cordiérite d'un micaschiste du subfaciès sillimanite-muscovite, au début de l'isograde de la sillimanite, que pour la cordiérite d'un micaschiste de plus faible degré métamorphique : 0,68 pour l'analyse 23, qui est celle d'une cordiérite de la zone de passage du subfaciès chlorite-muscovite-cordiérite au subfaciès andalousite-biotite-muscovite-chlorite. Dans les deux cas, on peut estimer que l'équilibre chimique, est atteint, car dans l'échantillon 24, l'andalousite est hors d'équilibre, et  $\varphi = 4$  (cf. ci-dessous, p. 60 et 61.). Dans ces conditions, le nombre de minéraux réactionnels présents est égal au nombre des constituants indépendants (cf. ci-dessous) et la teneur en fer de la cordiérite est effectivement une mesure de l'intensité du métamorphisme. A titre de comparaison, la valeur du rapport  $Mg/Mg + Fe$  peut descendre jusqu'à 0,15 (cf. W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussmann, 1962) dans une cordiérite de pegmatite.

## 6. Le plagioclase.

Dans les zones de la chlorite (subfaciès muscovite-chlorite) et dans la partie supérieure de la zone de la biotite, le plagioclase des micaschistes est toujours de l'albite maclée albite, et souvent non maclée. A la base de la zone de la biotite, le plagioclase présente souvent une bordure plus basique que le centre albitique. Ces plages sont généralement non maclées, très petites, et il n'a pas été possible de faire des déterminations précises. A partir de la zone de la cordiérite, la cristallinité de la roche étant généralement plus grande, la détermination du plagioclase peut être effectuée systématiquement (1). Dans les zones de la cordiérite, de la staurolite et de l'andalousite, le plagioclase est en général zoné, avec souvent une zonation inverse, et comporte deux ou quelquefois trois zones, parfois assez bien tranchées. Les macles de l'albite et de la péricline-acline, polysynthétiques, sont fréquentes, avec une plus grande fréquence suivant cette dernière loi. Pour les micaschistes de composition franchement pélitique, renfermant des silicates alumineux, la teneur en anorthite varie de 20 à 43 % avec un maximum pour 28-30 % An. Dans les micaschistes plus acides, « semi-pélitiques », on trouve des plagioclases renfermant 17

à 23 % An. Dans la zone de la sillimanite, le plagioclase présente une zonation tantôt inverse, tantôt normale, et ce dernier cas semble être le plus fréquent. Les compositions varient largement, de 15 à 55 % An, spécialement dans les roches du subfaciès microcline-sillimanite. Certains plagioclases ont une zonation plus complexe, avec trois ou quatre zones individualisées, la zone externe pouvant être de l'albite en liséré. Voici, à titre d'exemple, quelques types de zonations déterminées à partir du centre vers la périphérie des plages : 13-24-17, 26-29-35, 20-35-20-0, 25-20-17-20. Le pourcentage moyen de l'anorthite dans des plagioclases de la zone de la sillimanite, est de 24 % An pour une série de 30 déterminations.

Dans les roches d'origine pélitique de cette région, il pourrait bien exister une discontinuité dans la composition du plagioclase correspondant au domaine des péristérites, quand on passe du sommet de la zone de la biotite (albite) à celui de la zone de la cordiérite (oligoclase-calcique à andésine sodique). On sait que cette discontinuité est nettement marquée dans le cas du métamorphisme de haute pression ou de pression intermédiaire (par exemple E. Wenk, 1958), mais qu'elle pourrait ne pas exister dans le cas du métamorphisme de basse pression (A. Miyashiro, 1961). L'ignorance de la composition précise du plagioclase des micaschistes à la base de la zone de la biotite, ne permet pas de trancher définitivement dans le cas du massif du Canigou et de la Carança. Si la composition variait effectivement de façon continue dans cette zone, on aurait une augmentation très rapide de la composition du plagioclase sur une faible distance. Cependant, si l'on situe à 730 °C le sommet du solvus, dont la position est peu sensible à la pression, dans le diagramme d'équilibre des péristérites, (T. Iiyama, J. Wyart et G. Sabatier, 1963), il faut s'attendre à l'existence de cette discontinuité. Dans la zone de la sillimanite, et particulièrement au contact du domaine granitique, le plagioclase peut avoir des compositions plus basiques, semble-t-il, que celles des zones précédentes, alors que le domaine d'immiscibilité correspondant à la péristérite y est nettement moins étendu.

## 7. Les minéraux accessoires.

Les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'apatite, le zircon, l'ilménite ou la magnétite, mais surtout la tourmaline qui existe dans presque toutes les roches examinées. Dans la zone de la chlorite et de la biotite, les plages sont généralement zonées avec un

(1) On a surtout utilisé les sections  $\perp [100]$ .

centre bleu ou vert et une périphérie brune. Dans les zones plus métamorphiques, la tourmaline est brune ou jaune. Dans certains micaschistes, la tourmaline jaune peut former de véritables porphyroblastes en éponge, au même titre que les silicates alumineux. Il s'agit d'une variété magnésienne (*dravite*) dont deux analyses chimiques partielles ont donné :

|                |            |                          |
|----------------|------------|--------------------------|
| 25. MgO = 8,10 | FeO = 2,3  | Na <sub>2</sub> O = 2,00 |
| 26. MgO = 9,00 | FeO = 3,15 | Na <sub>2</sub> O = 1,65 |

Ces échantillons proviennent de micaschistes de la zone de la sillimanite (25. Chemin de Salettes à Py. — 26. Bois de Moscallo, sud de Py).

On rencontre l'*épidote* et la *clinozoïsite* dans les micaschistes mésozoaux mais, généralement, en tant que *minéraux secondaires*. Enfin, un minéral microscopique qui présente les caractères optiques du *chrysobéryl* existe dans certains micaschistes. Mais cette détermination demande à être confirmée.

## V. MÉTHODE D'ÉTUDE DES ASSOCIATIONS MINÉRALES DES MICASCHISTES

Une hypothèse fondamentale est à la base de la pétrologie moderne des roches métamorphiques : les associations minérales en présence manifestent une nette tendance vers l'*équilibre chimique local* (D. S. Korjinskii, 1948, 1957; J. B. Thompson, 1959; M. Fonteilles, 1965). Dans ces conditions, la nature des paragenèses minérales est déterminée par la composition chimique originelle des roches et par certaines variables de tension : température, pression, potentiel chimique des constituants entièrement mobiles (1). Cette hypothèse est sous-jacente à la classification des roches métamorphiques suivant le principe *des faciès minéralogiques d'Eskola* (2), issu de la théorie des systèmes fermés. Elle reste valable dans le cas des systèmes ouverts : principe de l'équilibre mosaïque de D. S. Korjinskii, qu'il faut comprendre comme un équilibre chimique local s'exerçant à l'échelle des grains minéraux, ou des limites de grains, et non comme un véritable équilibre thermodynamique. P. Laffitte (1957), rappelle, en effet, que l'hypothèse de l'équilibre thermodynamique « ne saurait constituer un point de départ général dans l'étude du métamorphisme ». Pour chaque condition de pression, température, etc., chaque réaction se fait avec une certaine vitesse. La réaction qui se produit effectivement ne correspond pas nécessairement à celle qui engendrera l'association la plus stable — niveau énergétique le plus bas —, mais à celle qui correspond à la plus grande vitesse d'évolution du système. Cependant, si on ne considère que l'équilibre chimique, il peut être réalisé

avec des phases stables ou métastables. Un critère de l'équilibre sera alors de déterminer si les associations de minéraux, effectivement rencontrées dans les roches, obéissent à la règle des phases (3), en prenant soin de distinguer les minéraux typomorphes des minéraux reliques et des minéraux hystérogènes (4). C'est cette méthode, fondée sur l'utilisation de la règle des phases et de la notion de faciès (ou subfaciès) minéralogique, qui a été utilisée dans ce travail.

Une autre méthode d'étude des associations minérales essaye d'établir une chronologie systématique de la cristallisation des minéraux, et aboutit à la construction de diagrammes paragenétiques selon le principe des diagrammes de succession utilisés par les métallogénistes. On se base sur les relations entre les épisodes successifs de déformation, marqués dans la microtectonique, et la morphologie des porphyroblastes (cf. H. J. Zwart, 1962). Ce point de vue est critiquable s'il conduit à considérer comme hors d'équilibre les minéraux dont la croissance n'est pas synchrone. L'existence de cristallisations successives dans les roches métamorphiques traduit le fait que les isogrades se déplacent au cours du temps.

Selon la règle des phases de Gibbs, la variance d'un système est donnée par la relation  $V = n + 2 - \varphi$ , où  $n$  désigne le nombre des constituants indépendants et  $\varphi$  le nombre des phases à l'équilibre (voir P. Niggli,

(1) Dans un système, un constituant est appelé « entièrement mobile » (D.S. Korjinskii, 1957), si le système est ouvert et si le constituant intervient dans l'équilibre par une variable intensive (potentiel chimique, activité, pression partielle).

(2) Pour la définition des faciès minéralogiques d'Eskola, voir P. Eskola, 1939, traduction par M. Fonteilles, *B.R.G.M.*, 1964, et la définition donnée ci-dessus, p. 26.

(3) En toute rigueur ce critère est une condition nécessaire mais pas suffisante.

(4) Pour la définition des minéraux typomorphes, reliques et hystérogènes, voir P. Eskola, 1939, *idem*.

1938; P. Laffitte, 1957; R. Kern et Weissbrod, 1964). D'après cette relation, dans un système fermé, le nombre maximum de phases à l'équilibre est atteint par un système invariant où P et T sont fixés :

$\varphi = n + 2$ . Dans le cas général (système divariant)  $\varphi \leq n$  : c'est la règle minéralogique des phases établie par V.M. Goldschmidt dès 1911.

On peut considérer les micaschistes comme formant un système complexe à huit constituants majeurs :  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{H}_2\text{O}$  (J.B. Thompson, 1957; D.S. Korjinskii, 1957). Il importe avant tout de fixer le nombre des *constituants inertes déterminants*. La présence de minéraux comme la cordiérite, la staurotide, et l'almandin n'admettant que des solutions solides limitées ou très limitées entre  $\text{MgO}$  et  $\text{FeO}$ , oblige à séparer ces deux constituants, ce que ne font pas les diagrammes classiques ACF et AKF qui exposent de ce fait à des erreurs. La présence du quartz dans toutes les roches permet de considérer  $\text{SiO}_2$  comme un *constituant « en excès »*. De même, la présence générale du plagioclase permet de considérer les constituants  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ , qui n'entrent pratiquement que dans cette phase et déterminent sa composition, comme des *constituants isomorphes en excès*. Une quantité non négligeable de  $\text{CaO}$  peut passer dans le grenat (cf. p. 73), mais, généralement, elle ne détermine pas l'apparition de ce minéral.

Le rapport  $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$  des micaschistes étudiés est en général suffisamment faible pour que  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  puisse être considéré comme un *constituant accessoire* (cf. Chinner, 1960, et les tableaux d'analyses chimiques nos 1, 2 et 3 ci-dessus). Les divers constituants accessoires  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , B, etc., forment les minéraux accessoires, magnétite, ilménite, apatite, tourmaline, etc.  $\text{MnO}$  joue en général le rôle d'un *constituant disséminé* présent dans le grenat. On aboutit alors à un système simplifié à cinq constituants indépendants où le rôle de l'eau doit être discuté (J.B. Thompson, 1955; A. Miyashiro, 1961). L'existence de réactions successives de deshydratation, en réponse à une augmentation de la température, dans les séries régionales, conduit à considérer  $\text{H}_2\text{O}$  comme un constituant entièrement mobile. Le système précédent est donc ouvert par rapport à l'eau ( $p \text{H}_2\text{O} \neq P_s$ ); on a intérêt, selon D.S. Korjinskii, à choisir comme variable le potentiel chimique de l'eau  $\mu \text{H}_2\text{O}$ , plutôt que sa teneur dans la roche, pour étudier l'équilibre entre les seules phases solides. Les facteurs de l'équilibre sont alors  $P_s$ , T,  $\mu \text{H}_2\text{O}$  (ou  $p \text{H}_2\text{O}$ ) et les teneurs des roches en constituants inertes (1)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .

La relation de Gibbs s'écrit  $V = 4 + 3 - \varphi$  et dans le cas général  $\varphi = 4$ . On retrouve la règle des phases de Korjinskii :  $\varphi \leq n_1$  ( $n_1$  = nombre de constituants inertes).

Dans l'utilisation de la règle des phases, les seuls minéraux typomorphes qui entrent dans le décompte des phases, sont ceux qui renferment les *constituants inertes déterminants* (D.S. Korjinskii, 1957)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Dans les associations considérées par la suite, on ne retiendra que ces minéraux, que l'on peut appeler *minéraux réactionnels*. Leur nombre ne peut pas dépasser 4, si la règle des phases, compte tenu des hypothèses précédentes, est vérifiée, sauf dans des cas particuliers (isogrades).

Remarquons que si l'on considère  $p \text{H}_2\text{O} = P_s$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  est un constituant inerte et la règle des phases s'écrit  $\varphi \leq 5$ , mais il faut alors inclure  $\text{H}_2\text{O}$  dans le décompte des phases, de telle sorte que le nombre maximum de minéraux réactionnels à l'équilibre est le même que dans le cas précédent. Ceci revient à dire que  $\text{H}_2\text{O}$  constitue une phase en excès. Dans les micaschistes étudiés on n'a pas de raisons de considérer  $\text{H}_2\text{O}$  comme un constituant inerte non en excès, susceptible de déterminer l'apparition d'un minéral réactionnel.

Les associations de minéraux réactionnels peuvent être représentées sur le tétraèdre des concentrations  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . J.B. Thompson (1957) utilise une représentation plane du tétraèdre, en projetant la composition des minéraux sur le plan  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ - $\text{FeO}$  à partir du point représentatif de la muscovite ( $\text{KAl}_3\text{O}_5$ ). Sur la projection de Thomson les associations représentées doivent être obligatoirement en équilibre avec la muscovite, ce qui est une éventualité fréquente dans les micaschistes étudiés. Les associations de minéraux réactionnels sans muscovite n'apparaissent que sur les diagrammes tétraédriques. On a utilisé ces deux modes de représentation. Dans le tétraèdre chaque association à quatre phases forme un domaine tétraédrique partiel, dont le volume englobe toutes les compositions de la roche pour lesquelles les quatre phases sont en équilibre. Les phases à représenter sont : andalousite (ou sillimanite)-cordiérite-staurotide-almandin-biotite-muscovite-chlorite. Dans le cas particulier de cette étude, et afin de simplifier, on a représenté par un point les minéraux formant des solutions solides limitées ou très limitées, et par une ligne ceux dont le domaine de remplacement est étendu (biotite, chlorite). Ces lignes ont été construites en utilisant les compositions de biotites et de chlorites données dans les tableaux 5 et 7. Cette représentation schématique conduit à des inexactitudes sur les diagrammes tétraédriques : par

(1) Un constituant est appelé inerte s'il intervient dans l'équilibre par une variable extensive (par exemple sa masse).



exemple, un silicate d'alumine sera relié à toutes les biotites de composition intermédiaire entre  $b_1$  et  $b_2$ . Il est évident qu'à l'équilibre, dans une roche déterminée, une seule biotite de composition intermédiaire entre  $b_1$  et  $b_2$  est associée à  $Al_2SiO_5$ . Puisqu'on ne considère pas la composition chimique des phases en équilibre, cet artifice, qui facilite la lecture des diagrammes, n'est pas gênant. Dans l'exemple précédent, il suffit de savoir simplement que, dans un certain

domaine de composition, l'andalousite est en équilibre avec la biotite.

En définitive, les diagrammes tétraédriques utilisés représentent tous les minéraux des micaschistes renfermant les constituants inertes déterminants, en association avec le quartz et le plagioclase, et permettent de lire la nature des phases en équilibre pour chaque composition de la roche (diagrammes composition-paragenèse).

## VI. ZONES ET SUBFACIÈS MINÉRALOGIQUES DES MICASCHISTES

Au cours du métamorphisme progressif des sédiments pélitiques, il se forme une série d'associations minérales qui correspondent, pour une même composition chimique globale, à divers degrés de métamorphisme. Ces degrés, pour le géologue de terrain, sont exprimés par la succession des zones de métamorphisme ou par la succession des faciès minéralogiques qui traduisent les variations des « conditions extérieures », P, T et  $\mu H_2O$  dans les roches métamorphiques. Par l'analyse des paragenèses minérales dans des roches de composition déterminée, on peut retrouver les réactions chimiques qui se sont produites en réponse à ces variations.

Dans l'étude qualitative qui va suivre, les seules variations décelables sont celles qui font intervenir des phases faciles à identifier au microscope; ces phases (minéraux) traduisent le jeu des réactions chimiques dites « discontinues », i.e. des réactions accompagnées de l'apparition ou de la disparition de phases. Chaque réaction permet de définir un faciès minéralogique (1) et, éventuellement, une zone. On s'efforcera d'abord de dénombrer les subfaciès, qui seront désignés dans la mesure du possible par l'association critique caractéristique, en confrontant les associations minérales effectivement observées, et celles que l'on peut déduire de constructions sur les diagrammes tétraédriques. On essaiera ensuite de reconstituer des suites — ou séquences — de subfaciès, dont le groupement pour chaque région peut amener à distinguer des types de métamorphisme. Un tel travail n'est possible qu'en

comparant systématiquement la paragenèse de nombreux échantillons. On a étudié 500 lames minces environ.

Sur le terrain, les limites des subfaciès — ou des zones — sont matérialisées par des isogrades, définis par l'apparition (isograde +) ou la disparition (isograde —) d'un minéral — les minéraux index — ou d'une association minérale, comme conséquence d'une réaction. Le choix des isogrades peut être arbitraire et guidé par des considérations propres à chaque territoire. Les isogrades sont donc idéalement des surfaces dont on peut représenter la trace sur une carte. Transposée dans un espace P, T et  $\mu H_2O$ , ils correspondent aux surfaces d'équilibre divariants, limitant des domaines trivariants, qui correspondent eux-mêmes aux subfaciès — ou aux zones. De telles surfaces d'équilibre peuvent se recouper suivant des lignes univariantes, qui, dans la nature, sont représentées par l'intersection de deux isogrades, et s'expriment par un changement du type de métamorphisme (ou de sous-type).

Dans le cas particulier des massifs du Canigou et de la Carança, les observations sur le terrain permettent de repérer, sans trop de difficulté, trois zones principales dans les micaschistes, qui traduisent des réactions en réponse à l'accroissement de la température et donnent la configuration de la structure thermique régionale : ce sont, pour une intensité croissante du métamorphisme, la zone de la biotite, la zone de l'andalousite et la zone de la sillimanite. Ce sont ces zones qui ont été figurées, pour l'ensemble des terrains hercyniens

(1) La définition moderne d'un faciès minéralogique est donnée ci-dessus, p. 26. Il s'agit d'une définition générale. En pratique le terme de « faciès » est réservé aux grandes subdivisions classiques : faciès des amphibolites, faciès des granulites, etc., et le terme de « sub-faciès » est utilisé pour introduire d'autres subdivisions.

des Pyrénées-Orientales, sur la carte au 1/200.000 de A. Autran, G. Guitard et E. Raguin (1963). Cette zonéographie ne constitue qu'une étape. En poussant davantage l'analyse des zones dans le territoire étudié, on remarque que la zone où l'andalousite est particulièrement évidente sur le terrain est celle pour laquelle coexistent l'andalousite et la biotite : c'est cette association qui permet de définir pratiquement la zone de l'andalousite ou zone andalousite + biotite. Cette zone est cependant précédée à une faible distance — 200 à 300 mètres — par une zone à grands porphyroblastes de cordiérite, difficiles à distinguer, sur le terrain, de ceux de l'andalousite; on est tenté de définir une zone de la cordiérite, bien que l'on puisse y rencontrer de l'andalousite non associée à la biotite. Cette éventualité n'est possible que pour des compositions de roches particulièrement alumineuses, ce qui explique la rareté des associations à andalousite dans cette zone. En fait, il existe bien une zone cordiérite-biotite qui précède la zone de l'andalousite + biotite, et qui correspond aux subfaciès 3, 3', 4 et 5 (cf. ci-dessous). On voit que l'utilisation des seuls minéraux index à des fins zonéographiques n'est pas simple. La notion de subfaciès minéralogique se montre dans ce cas plus précise et plus commode que la méthode classique des zones, car elle fait appel à des réactions remarquables et met en jeu des associations minérales et non pas l'apparition d'un minéral isolé. De même, il est difficile de définir dans notre région, une zone du grenat nettement individualisée, comme par exemple dans le Dalradien d'Écosse, car l'almandin apparaît en général en même temps que la cordiérite (subfaciès n° 3), mais pour des compositions plus ferrifères des mica-schistes. Selon les circonstances locales, le développement de l'almandin précède celui de la cordiérite ou inversement. On verra cependant, qu'à l'échelle régionale on peut définir un isograde de l'almandin probablement oblique sur la zone de la cordiérite (cf. p. 74). Dans le massif du Canigou on peut encore définir deux isogrades importants qui délimitent une zone de la staurotide : l'isograde (+) staurotide, à partir duquel ce minéral est stable en présence de quartz et de muscovite, et l'isograde (—) staurotide, à partir duquel cette association staurotide-quartz n'est plus stable. En dessous de cet isograde, la staurotide persiste à l'état de relique dans l'andalousite. On est donc sorti de la zone de la staurotide, telle qu'elle est définie ci-dessus, bien que les reliques de staurotide soient très fréquentes. L'isograde (+) staurotide apparaît dans la zone de la cordiérite avant la zone de l'andalousite, définie par la stabilité de l'association andalousite-biotite et parfois dans la zone de l'andalousite.

La localisation des principaux isogrades qui séparent les zones passées en revue est indiquée sur la figure 17. Dans la description des subfaciès, on a adopté la

division suivant les trois grandes zones rappelées au début de ce paragraphe.

### Description des subfaciès

#### 1. Subfaciès de la zone de la chlorite.

Bien que l'objet de ce travail ne soit pas l'étude pétrographique détaillée de l'épizone, il est nécessaire de donner un rapide aperçu de la pétrographie de la zone de la chlorite, afin de relier le métamorphisme mésozonal à celui de l'épizone. Dans la zone de la chlorite, on ne peut définir, en première approximation, qu'un subfaciès muscovite-chlorite.

#### SUBFACIÈS MUSCOVITE-CHLORITE (SUBFACIÈS I)

Dans l'enveloppe paléozoïque des massifs du Canigou et de la Carança, la zone de la biotite est précédée par une zone où la recristallisation métamorphique est évidente. C'est la zone des « mica-schistes argentés », qui se développe en général à la base de l'Ordovicien et absorbe la partie supérieure de la « série de Canaveilles » (Cambrien probable). Cette zone est caractérisée par l'association :

#### I<sub>1</sub> muscovite-chlorite

qui définit le subfaciès muscovite-chlorite.

Dans cette zone, le plagioclase est toujours de (l'albite An = 3 à 10 %) assez souvent maclé polysynthétique suivant la loi de l'albite. On y rencontre deux types de chlorite : en général, une chlorite faiblement verdâtre, de biréfringence très faible, avec dispersion plus ou moins marquée, de signe d'allongement généralement négatif (chlorite positive). Parfois, la chlorite est presque incolore, de biréfringence plus forte, généralement non dispersive, et de signe d'allongement négatif. C'est une chlorite positive, probablement une prochlorite, analogue à celle qui se développe dans les zones de plus haut degré. La muscovite montre parfois une teinte franchement verdâtre avec 2 V petit, mais la présence de muscovites phengitiques, possible dans cette zone, reste à démontrer. Les minéraux accessoires sont, avant tout, les minéraux opaques (ilménite, hydroxyde de fer probablement secondaires, magnétite, graphite) et la tourmaline très fréquente. On y trouve également : apatite, zircon, sphène et rutile.

D'autres minéraux possibles sont la pyrophyllite et le chloritoïde. La pyrophyllite a été identifiée dans des schistes gothlando-dévonien du synclinal de Villefranche de Conflent (G. Dunoyer de Segonzac). Quant au chloritoïde, il existe certainement dans des bancs de composition particulière, car il n'est pas exceptionnel de le rencontrer dans le Paléozoïque supérieur des Pyrénées centrales (Zwart, 1959).



FIG. 17

*Structure thermique du massif du Canigou et de la Carança*

La structure thermique est indiquée dans les micaschistes et gneiss pélitiques par la succession zéonogéographique suivante, que l'on retrouve dans chacune des coupes du massif : 4, zone de la chlorite ; 2, zone de la biotite ; 3, zone de la cordiérite et zone de l'andalouosite ; 4, zone de la sillimanite. La zone de la cordiérite précède la zone de l'andalouosite, si l'on convient d'appeler zone de l'andalouosite, la zone pour laquelle l'association andalouosite + biotite est stable dans les micaschistes. Enfin, on a figuré les isogrades (+) et (-) staurotite, qui définissent une zone où la staurotite est stable en présence de quartz et de muscovite. On notera la faible largeur de la zone de la staurotite surtout dans le massif de la Carança. Le domaine à staurotite relique est également indiqué. — 5, isograde (+) staurotide ; 6, isograde (-) staurotide ; 7, domaine à staurotide relique dans l'andalouosite.

On a indiqué aussi sur cette figure : 8, les granitoides et 9, leurs auréoles de contact ; 10, les gneiss d'origine non pélitique ; généralement des orthogneiss, et 11, les failles principales.

Le subfaciès muscovite-chlorite couvre l'ensemble de l'épizone. Dans la région considérée, l'épizone est remarquable par la faible cristallinité des roches (le grain des minéraux des micaschistes varie de 1 à 0,05 millimètre), ce qui l'oppose à l'épizone des types de métamorphisme de haute pression, que caractérise souvent la grande cristallinité des micaschistes.

La question se pose maintenant de savoir si le domaine du subfaciès muscovite-chlorite, particulièrement évident dans la zone des « micaschistes argentés », ne peut être étendu à l'ensemble des terrains paléozoïques d'apparence non métamorphique, spécialement au Paléozoïque supérieur de la région. Ces terrains renferment, en effet, une grande masse de « schistes » où l'on reconnaît, au microscope, la présence de chlorite et d'une phyllite incolore, dont on ne sait pas si elle est de l'illite sédimentaire ou de la séricite métamorphique, c'est-à-dire un véritable mica dioctaédrique. M. Dunoyer de Segonzac a étudié, par diffraction des rayons X, les phyllites de plusieurs échantillons de schistes d'apparence non métamorphique, provenant du Gothlandien et du Dévonien du synclinal de Villefranche. Dans tous ces échantillons, « l'illite » a des caractères de mica dioctaédrique et on peut considérer qu'il s'agit d'un minéral de métamorphisme.

En effet, on sait que l'illite, qui est stable dans la zone de diagenèse, est progressivement remplacée dans l'épizone par des phyllites de structure intermédiaire entre celle de l'illite et celle de la muscovite, et finalement par la muscovite elle-même (W.A. Weaver, 1960). D'autre part, on a réalisé au laboratoire la transformation de l'illite en muscovite et chlorite (H.G.F. Winkler, 1957; B. Velde, 1964). *Les terrains d'apparence non métamorphique ne sont donc pas situés dans la zone de diagenèse, mais ils sont atteints par le métamorphisme de caractère épizonal.*

Cette conclusion est importante : *l'ensemble du Paléozoïque de la région considérée est métamorphique.* Le subfaciès muscovite-chlorite peut être étendu depuis la zone des « micaschistes argentés » jusqu'au Paléozoïque supérieur.

La zone de la chlorite de cette région est beaucoup plus étendue que les zones de la biotite, de la cordiérite et de l'andalousite sous-jacentes. *L'extension de l'épizone est incomparablement plus grande que celle de la mésozone.* C'est une conséquence de l'effet de socle (cf. chap. X).

Le caractère métamorphique du Paléozoïque supérieur doit être rapproché du fait que le front de schistosité est partout atteint dans le Paléozoïque de la région (cf. chap. IX).

## 2. Subfaciès de la zone de la biotite.

Dans tout le territoire étudié, la zone de la biotite est située dans l'enveloppe paléozoïque et, plus spécialement, dans la « série de Canaveilles ». Les associations que l'on y rencontre sont toujours remarquablement simples et définissent un seul subfaciès.

### SUBFACIÈS MUSCOVITE-BIOTITE (SUBFACIÈS II).

Il est défini par les associations :

II<sub>1</sub> muscovite-biotite-chlorite;

II<sub>2</sub> muscovite-biotite.

Cette simplicité n'est peut-être qu'apparente, étant donné le manque de données sur la nature exacte des minéraux phylliteux.

Le caractère le plus remarquable de la zone de la biotite est que les réactions sont généralement incomplètes au sommet de la zone. Dans un domaine étendu, la biotite n'est décelable qu'au microscope. Il n'est pas rare de rencontrer seulement une ou deux lamelle de biotite, souvent au contact de microlentilles de quartz, dans une roche essentiellement formée de chlorite, de muscovite et de quartz. Il en résulte une grande difficulté pour repérer l'isograde de la biotite, dont le tracé ne peut être qu'approximatif. En fait, ce n'est souvent qu'à proximité des gneiss que la biotite se développe en abondance dans les micaschistes et que les réactions tendent à devenir complètes, par une augmentation du degré d'avancement des réactions (effet de socle, cf. p. 284).

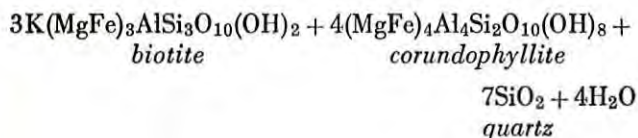
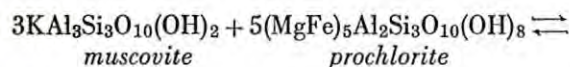
Dans les micaschistes de la zone de la biotite, le plagioclase est, au sommet de la zone, de l'albite non maclée ou maclée albite. Cependant, à la base, on trouve des plagioclases zonés à centre albitique et à périphérie plus basique. Les plages sont très petites, rarement maclées et, de ce fait, une étude précise de la teneur en anorthite reste à faire.

On rencontre les deux variétés de chlorites signalées dans le subfaciès I. La biotite est parfois remplacée par de la pennine typique, dispersive. Vers la base de la zone de la biotite, la chlorite la plus fréquente est une prochlorite à allongement négatif. A la partie supérieure de la zone, la biotite est souvent peu colorée : *ng* = brun jaune clair à brun verdâtre pâle. Pas plus que celle des chlorites, on ne connaît la composition chimique de ces biotites.

Les minéraux accessoires sont : apatite, tourmaline très fréquente, épidote, clinzoisite, ilménite, zircon, pyrite et, dans quelques préparations sphène, rutile, chrysobéryl? et magnétite.

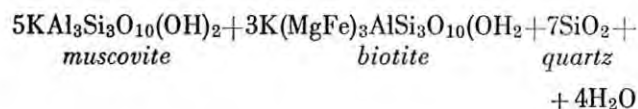
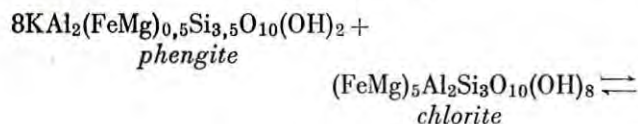
En l'absence de données sur la composition des minéraux, il est difficile de savoir par quelle réaction apparaît la biotite. On sait que la muscovite, la chlorite et les oxydes de fer réagissent, mais le mécanisme de la réaction est discuté.

a. H. Ramberg (1952) pense à une réaction entre la muscovite et une chlorite peu alumineuse, pour former de la biotite et une chlorite très alumineuse.



La réalité de cette réaction est à démontrer. On remarquera que les teneurs en  $Al_2O_3$  sont analogues pour les chlorites de la zone de la chlorite (A. Miyashiro, 1957) et pour les chlorites de la zone de l'andalousite dans le Canigou (cf. ci-dessus p. 40).

b. D'après H. S. Yoder (1959) et R. J. Lambert (1959), les muscovites phengitiques fréquentes dans l'épizone supérieure joueraient un rôle important dans la production de la biotite. Ernst (1963) propose la réaction :



### 3. Subfaciès des zones de la cordièrite et de l'andalousite.

L'apparition des porphyroblastes de silicates alumineux introduit dans ces zones une grande variété dans les associations minérales car, en plus de l'andalousite, les micaschistes peuvent renfermer de la staurotite, de la cordièrite et de l'almandin. On y définit un assez grand nombre de subfaciès qui peuvent se succéder très rapidement sur le terrain. Ces subfaciès seront conventionnellement dénommés à l'aide des principaux minéraux qui se forment pour les compositions ordinaires des roches pélitiques, c'est-à-dire pour les compositions qui se projettent en dessous de la ligne chlorite-almandin sur les diagrammes de Thompson.

#### a. SUBFACIÈS CORDIÈRITE-CHLORITE-ALMANDIN (SUBFACIÈS III).

Il est largement représenté dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque des massifs du Canigou et de la Carança. La figure 18 donne les associations possibles dans ce subfaciès. Les associations effectivement observées sont :

- III<sub>5</sub> Cordièrite-muscovite-biotite-chlorite  $\varphi = 4$ ;  
 III Cordièrite-biotite-chlorite  $\varphi = 3$ ;  
 III<sub>2</sub> Almandin-muscovite-biotite-chlorite  $\varphi = 4$ .

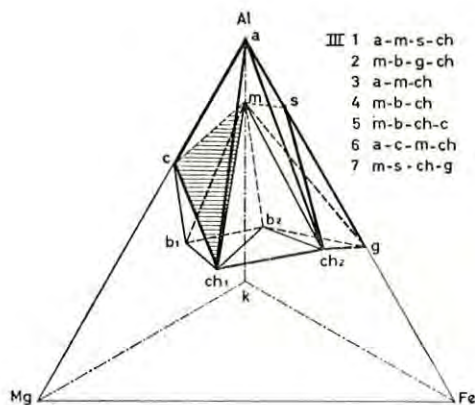


FIG. 18

Zone de la cordièrite.  
Associations du subfaciès cordièrite-chlorite-almandin

a, andalousite; m, muscovite; s, staurotite; g, almandin; b, biotite; ch, chlorite.

L'association *chlorite-muscovite-cordièrite* est critique pour ce subfaciès. Les associations avec l'andalousite n'ont pas été rencontrées sur le versant nord du Canigou. Ceci s'explique, car le minéral n'apparaît dans le subfaciès III, que pour des compositions particulières; il se forme alors probablement par déshydratation de la pyrophyllite.

L'andalousite ne peut pas exister en présence de la biotite, ni la cordièrite en présence de l'almandin. La cordièrite apparaît dans les roches de composition magnésienne, l'almandin dans celles de composition ferrifère. Ceci explique qu'on puisse parfois définir directement, sous la zone de la biotite, une zone de la cordièrite, ou une zone de l'almandin, mais que, le plus souvent, les deux zones coïncident en pratique. Les associations observées vérifient généralement la règle des phases. Dans ce subfaciès, les chlorites ont un domaine de composition étendu relativement à la substitution

Fe  $\rightleftharpoons$  Mg; des chlorites à composition de thuringite (cf. ci-dessus p. 40) coexistent, en particulier avec l'almandin.

La cordiérite, dans le cas général, apparaît par une réaction entre une chlorite alumineuse et la muscovite, telle que la réaction R<sub>3</sub> (cf ci-dessous).

Il en est de même de l'almandin (réaction R<sub>5</sub>).

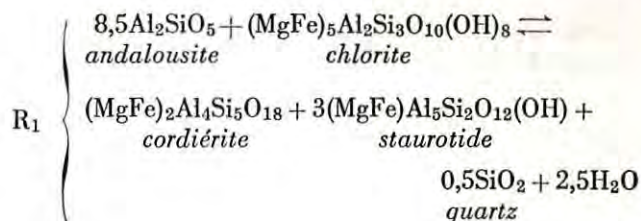
Pour certaines compositions de roches très particulières, la cordiérite pourra se former par d'autres réactions. Ainsi la pyrophyllite peut réagir avec une chlorite magnésienne pour donner de la cordiérite.

La staurotide est probablement stable dans ce subfaciès, mais on ne l'a pas trouvée, car elle n'apparaît que pour des compositions de roche très particulières, c'est-à-dire pour celles qui tombent au-dessus du joint chlorite-almandin sur les diagrammes de Thompson.

Dans la partie occidentale du massif de Carança, en Cerdagne, en dépit d'un échantillonnage poussé des micaschistes, l'almandin et la staurotide n'ont pas été rencontrés dans la zone de cordiérite. Ceci peut être expliqué par l'absence de roches ayant une composition favorable (cf. ci-dessus), mais une autre possibilité serait que l'almandin et la staurotide ne soient pas stables dans les micaschistes à biotite et muscovite de composition ordinaire de la zone de la cordiérite de ce secteur.

#### b. SUBFACIÈS CORDIÉRITE-STAUROTIDE (SUBFACIÈS IV).

Il est défini par l'association critique cordiérite-staurotide-muscovite, qui empêche l'andalousite d'être stable en présence de la chlorite et de la biotite selon la réaction R<sub>1</sub>.

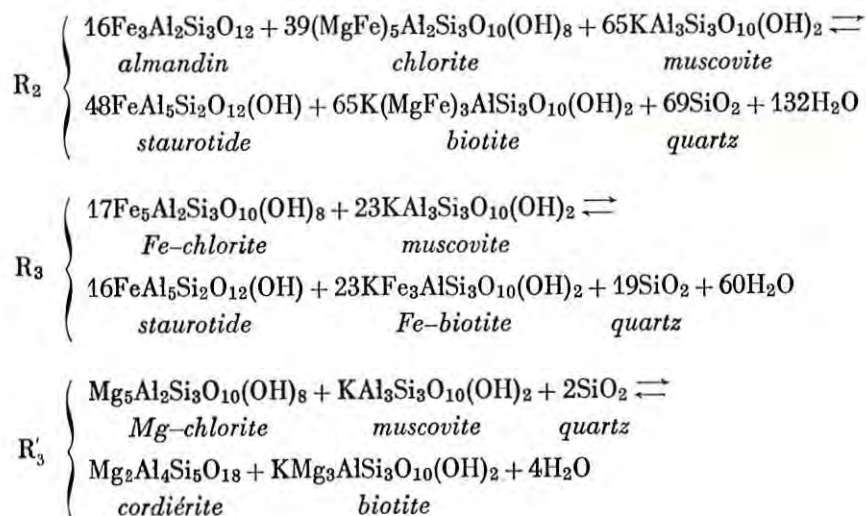


Les associations effectivement observées dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque sur les versants nord et oriental du Canigou (région de Velmanya, La Bastide, Batère) sont :

- IVc5 cordiérite-staurotide-muscovite-biotite  $\varphi = 4$ ;
- IVc cordiérite-staurotide-biotite  $\varphi = 3$ ;
- IV' cordiérite-staurotide-almandin-muscovite-biotite  $\varphi = 5$ ;
- IV'' cordiérite-staurotide-muscovite-biotite-chlorite  $\varphi = 5$ ;
- IVb<sup>8</sup> ou c<sup>2</sup> staurotide-almandin-muscovite-biotite  $\varphi = 4$ ;
- IV''' cordiérite-staurotide-almandin-muscovite-biotite-chlorite  $\varphi = 6$ .

Les associations IV<sub>5</sub> et IVc excluent la possibilité d'une coexistence entre la muscovite et la chlorite en présence de cordiérite ou de staurotide. Ces associations appartiennent donc au subfaciès IVc ou IVd de la figure 19, où l'on voit le domaine à 3 phases cordiérite-staurotide-biotite interrompre le joint muscovite-chlorite.

Ceci suppose qu'en plus de la réaction R<sub>1</sub>, interviennent d'autres réactions qui sont :



C'est essentiellement par les réactions R<sub>2</sub> et R<sub>3</sub> que se forme la staurotide dans les micaschistes du Canigou.

Les subfaciès IVc ou IVd sont précédés par les subfaciès IVa et b (fig. 19), dont les associations caractéristiques n'ont pas encore été trouvées dans le Canigou, mais dont l'association à 5 phases IV", correspondant à l'équilibre des réactions R<sub>3</sub> et R<sub>3</sub>' (isograde), prouve

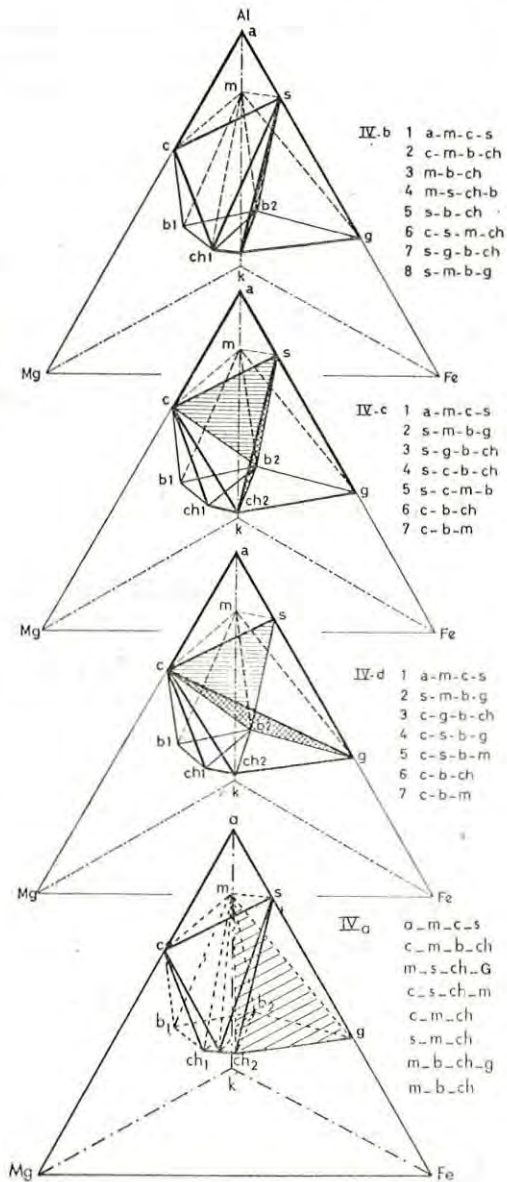


FIG. 19

Zone de la cordiérite

Associations de divers subfaciès pour lesquels l'association cordiérite-staurotide-biotite est stable. (IV b, c et d). Dans le subfaciès IV a, l'association cordiérite-staurotide n'est pas stable en présence de biotite. Dans le subfaciès IV d, l'association cordiérite-staurotide-biotite n'est pas stable en présence de muscovite.

bien la réalité. Il est donc important de noter que dans le subfaciès IV l'association muscovite-chlorite cesse d'être stable, ce que confirmera d'ailleurs l'étude des subfaciès suivants.

Certaines associations observées sont communes aux deux subfaciès IVc et IVd, et il n'est pas possible de savoir lequel des deux est effectivement représenté dans le Canigou ou si tous les deux sont représentés. On peut imaginer, qu'en réalité, le subfaciès IV se décompose successivement en une suite IVa, IVb, IVc et IVd, dans l'ordre indiqué sur les figures et que cette succession s'observe dans un espace très restreint. L'association IV' à 5 phases sera discutée ci-dessous, p. 73. Elle correspond à une paragenèse exceptionnelle sans plagioclases.

c. SUBFACIÈS CORDIÉRITE-ALMANDIN (SUBFACIÈS V)

En divers points du Canigou (par exemple, au sud d'Estover, à la Preste) on rencontre, dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque, les associations suivantes :

Vb<sub>3</sub> cordiérite-almandin-biotite-chlorite : φ = 4;

Vb<sub>2</sub> cordiérite-almandin-biotite-muscovite : φ = 4;

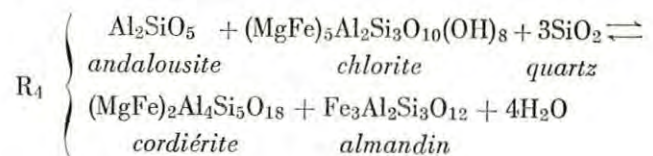
V' cordiérite - almandin - biotite - chlorite - muscovite : φ = 5;

Ces paragenèses sont toujours dépourvues de staurotide. On peut les interpréter de trois manières :

a. L'association à 5 phases appartient au subfaciès III et le grenat apparaît comme une phase supplémentaire, stabilisée par une teneur suffisante en MnO. Il en est de même pour les associations à 4 phases.

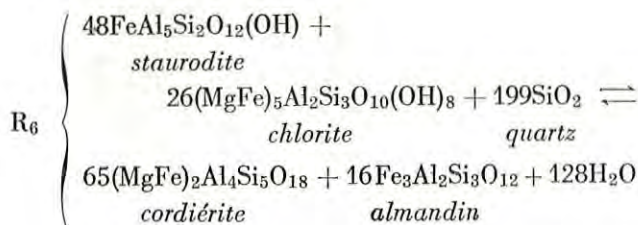
Cette hypothèse est peu vraisemblable, car ces associations ne sont pas limitées à un niveau déterminé, mais sont absolument générales dans les secteurs où on les rencontre au nord du Canigou, au nord et au nord-est de Prats-de-Mollo.

b. Il existerait une réaction R<sub>4</sub> et on serait en présence d'un nouveau subfaciès, différent du précédent par l'absence de la staurotide, en présence de biotite, et où, comme dans le subfaciès IV, l'andalousite n'est pas stable en présence de la chlorite ou de la biotite. C'est le subfaciès V.

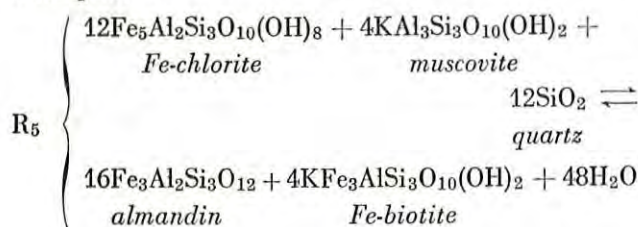


c. Nous avons d'abord interprété le subfaciès V par la réaction R<sub>4</sub> (G. Guitard, 1965) ce qui suppose que la staurotide n'est pas stable dans ce subfaciès. Cependant,

comme la staurotide est généralement stable dans le Canigou, il est plus logique de penser à une réaction 6 à partir du subfaciès IVa :



Cette réaction est suivie immédiatement des réactions R<sub>3</sub> et R<sub>5</sub> qui permettent d'aboutir au subfaciès Vb auquel appartiennent les associations effectivement observées. On n'a pas rencontré de staurotide probablement parce que le minéral ne se forme que pour des compositions exceptionnelles, situées au-dessus du joint almandin-chlorite de la représentation de Thompson.



Ainsi, comme dans le cas du subfaciès IV, il se peut qu'il existe deux types d'associations. Dans le premier, la chlorite et la muscovite sont stables : c'est le faciès Va. Dans le second, la chlorite et la muscovite ne peuvent pas coexister : c'est le faciès Vb représenté par les associations Vb<sub>2</sub> et Vb<sub>3</sub>. Les associations stables dans les deux subfaciès Va et Vb sont données dans la figure 20. L'association V' existe dans la zone intermédiaire entre les subfaciès Va et Vb.

L'association cordiérite-almandin-biotite-chlorite est une association à 4 phases qui appartient au subfaciès V, mais aussi au subfaciès IV, pour des compositions particulières sans muscovite. Cette association, pour le subfaciès IV, est représentée sur la figure 19 et caractérise en fait un subfaciès IVd, dont les associations caractéristiques n'existent que pour des compositions de roches déficitaires en K<sub>2</sub>O.

#### d. SUBFACIÈS ANDALOUSITE - CORDIÉRITE - CHLORITE STAUROTIDE (SUBFACIÈS VI).

Ce subfaciès est bien représenté dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança. Il est caractérisé par la coexistence de l'andalousite et de la biotite en présence de muscovite et de chlorite.

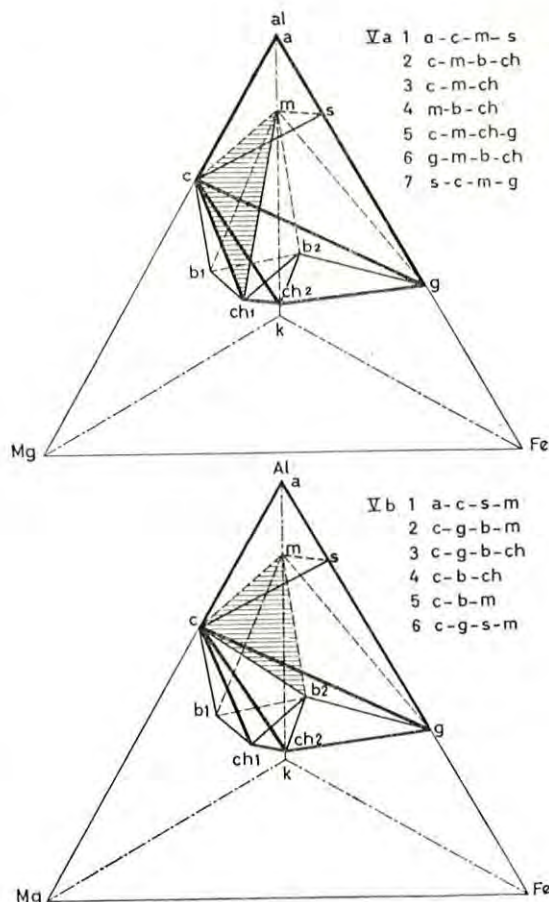
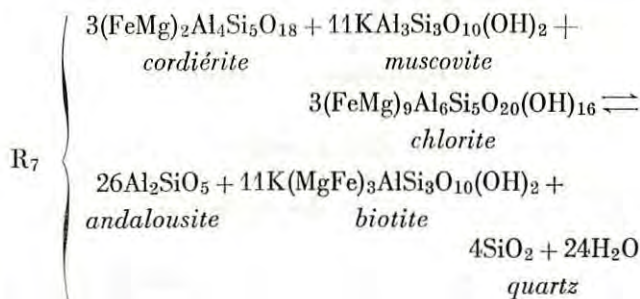


FIG. 20

#### Zone de la cordiérite

Associations de divers subfaciès pour lesquels l'association cordiérite-grenat est stable en présence de muscovite.

On passe du subfaciès III au subfaciès VI par la réaction R<sub>7</sub> :

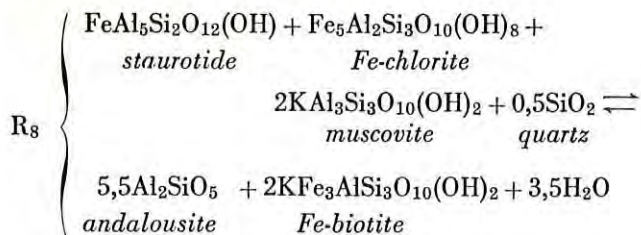


Cette réaction est voisine de la réaction classique d'Eskola cordiérite + muscovite  $\rightleftharpoons$  andalousite + biotite, mais elle s'en distingue par la participation de la chlorite, qui en fait une réaction de déshydratation.



On n'a pas trouvé d'associations renfermant de la staurotide ou du grenat, probablement par manque de compositions favorables.

La réaction R<sub>7</sub> doit être accompagnée par une réaction R<sub>8</sub> mettant en jeu la staurotide et qui serait :



Ceci suppose d'ailleurs que le joint almandin-chlorite du subfaciès III ait été rompu par la réaction R<sub>2</sub>. En définitive, il existe vraisemblablement deux subfaciès successifs VI<sub>a</sub> et VI<sub>b</sub> comme cela est indiqué sur la figure et aussi un subfaciès VI<sub>c</sub>.

La figure 21 donne les associations possibles des subfaciès VI. Les domaines à 3 phases andalousite-muscovite-biotite et andalousite-biotite-chlorite partagent le tétraèdre des concentrations en deux domaines : pour les compositions magnésiennes, la cordiérite accompagne l'andalousite pour les compositions ferrières, c'est la staurotide. Les associations effectivement rencontrées sont :

- VI<sub>3</sub> andalousite-muscovite-biotite-chlorite :  $\varphi = 4$ ;
- VI andalousite-muscovite-biotite :  $\varphi = 3$ ;
- VI' andalousite - cordiérite - muscovite - biotite - chlorite :  $\varphi = 5$ ;
- VI<sub>1</sub> cordiérite-muscovite-biotite-andalousite :  $\varphi = 4$ ;

Dans l'association VI', la cordiérite est probablement un minéral instable, car ses plages sont souvent entourées par celles de l'andalousite. Cette association est assez fréquente dans la vallée du Sègre, en Cerdagne, dans la zone de passage entre le subfaciès III et le subfaciès VI.

#### e. SUBFACIÈS ANDALOUSITE - CORDIÉRITE - STAURITIDE - (SUBFACIÈS VII).

Il est représenté dans l'enveloppe paléozoïque du Canigou (région de Velmanya, La Bastide, Batère) mais aussi en quelques points des micaschistes de Balatg (sud de Py).

Il est à la fois caractérisé par la stabilité de la staurotide en présence de quartz et par celle de l'andalousite en présence de biotite. Dans ce subfaciès, qui fait suite sur le terrain au subfaciès IV, la chlorite et la muscovite ne sont pas stables ensemble. La réaction R<sub>9</sub> permet de passer du subfaciès IV au subfaciès VII.

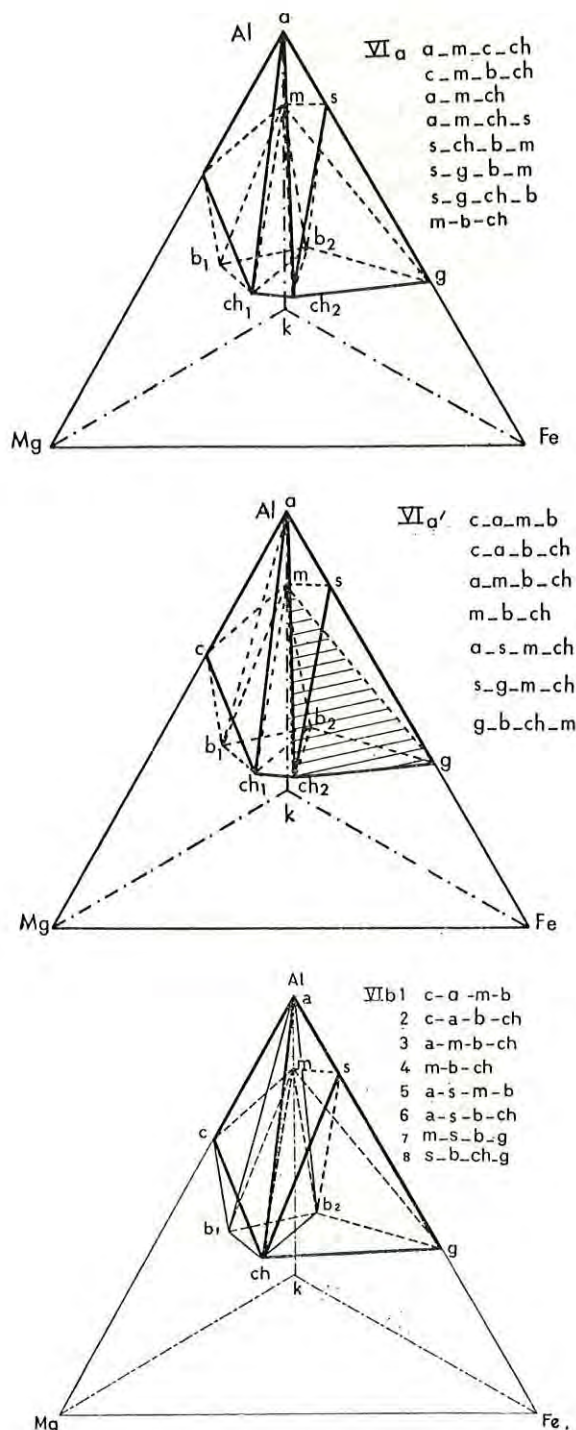
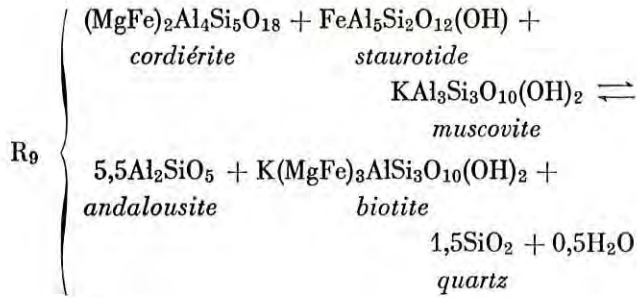


FIG. 21

Zone de l'andalousite

Associations du subfaciès andalousite-cordiérite-staurotide-chlorite.  
(le subfaciès VI<sub>c</sub> est désigné VI<sub>a'</sub> sur la figure)



On peut également aboutir au subfaciès VII à partir du subfaciès VI par la réaction R<sub>10</sub> :

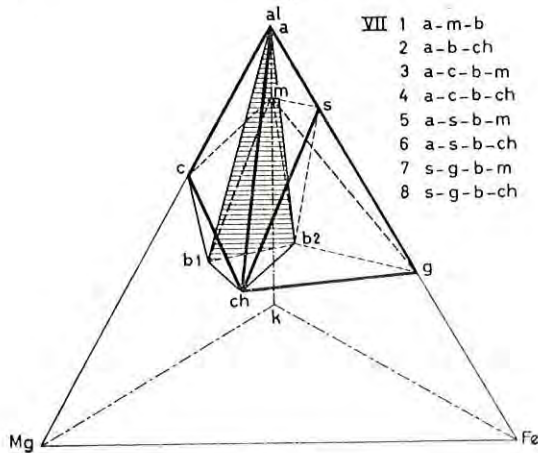
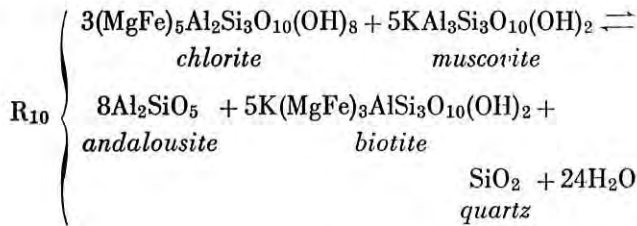


FIG. 22

Zone de l'andalousite

Associations du subfaciès andalousite-cordiérite-staurotide.

La figure 22 représente les associations du subfaciès VII; on remarque que l'andalousite et le grenat sont incompatibles, de même que la cordiérite et le grenat. Les associations effectivement observées sont :

- VII<sub>5</sub> andalousite-staurotide-muscovite-biotite :  $\varphi = 4$ ;
- VII<sub>1</sub> andalousite-muscovite-biotite :  $\varphi = 3$ ;
- VII<sub>6</sub> andalousite-staurotide-biotite-chlorite :  $\varphi = 4$ ;
- VII<sub>3</sub> andalousite-cordiérite-muscovite-biotite :  $\varphi = 4$ ;
- VII<sub>7</sub> staurotide-almandin-muscovite-biotite :  $\varphi = 5$ ;
- VII' andalousite - staurotide - almandin - muscovite - biotite :  $\varphi = 5$ ;

VII'' andalousite - staurotide - cordiérite - muscovite - biotite-(chlorite) :  $\varphi = 5$ ;

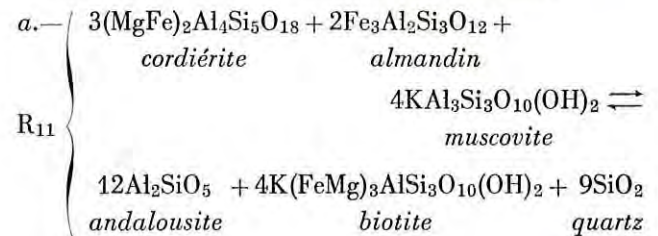
VII''' andalousite - staurotide - cordiérite - muscovite - biotite :  $\varphi = 5$ .

VII'''' staurotide - biotite - chlorite.

Dans l'association VII'' la cordiérite est probablement instable, comme le suggèrent ses relations morphologiques avec l'andalousite et la chlorite est hystérogène. L'échantillon appartient à la zone de passage entre les subfaciès IV et VII. Dans l'association VII', on peut rencontrer, à côté de la paire staurotide + quartz, des plages nombreuses de staurotide, incluses dans l'andalousite. La roche appartient déjà au subfaciès VIII. On rencontre l'association VII''' dans la zone de transition entre les subfaciès IV et VII.

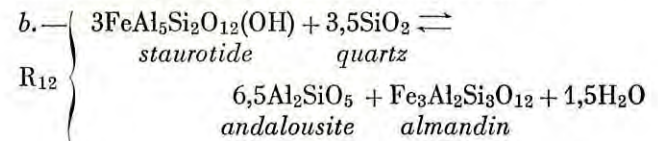
#### f. SUBFACIÈS ANDALOUSITE - CORDIÉRITE - ALMANDIN (SUBFACIÈS VIII).

Dans l'ensemble de la région étudiée, le subfaciès andalousite-grenat biotite est largement représenté. Il peut être atteint de deux manières différentes :

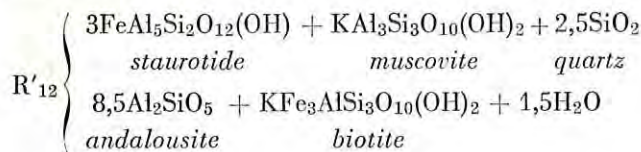


La réaction R<sub>11</sub> est analogue à R<sub>9</sub>, et a été décrite par P. Eskola (1915) dans les micaschistes du district d'Orijarvi (Finlande). Elle est insensible à la pression de l'eau. Nous avons pensé que la réaction 11 s'était produite dans les micaschistes du Canigou (G. Guitard, 1965), où il n'est pas rare d'observer des associations à 5 phases cordiérite-almandin-andalousite-biotite-muscovite. Mais cette réaction suppose que la staurotide n'est pas stable dans les subfaciès de plus bas degré, ce que nous avons admis pour la partie occidentale de la région étudiée. Depuis, on a trouvé des staurotides reliques dans l'andalousite en quelques points de cette région (Canaveilles, Cambre d'Azé), ce qui prouve que l'association staurotide-quartz a été stable. Elle est d'ailleurs représentée dans certains micaschistes de la zone de l'andalousite.

C'est pourquoi les réactions suivantes, R<sub>12</sub> et R'<sub>12</sub>, sont celles qui se sont effectivement produites.



Cette réaction, décrite par T. Vogt (1927) dans les micaschistes de Sulitelma, permet de passer du subfaciès VII, caractérisé par la stabilité de la staurotide en présence de quartz, au subfaciès VIII. Parfois représentée dans le Canigou, elle est souvent remplacée par la réaction voisine  $R'_{12}$ , car dans de nombreuses lames minces avec staurotide relique dans l'andalousite, le grenat n'apparaît pas comme produit de la réaction.



Cette réaction est donnée par J. Suzuki (1930), et une réaction très semblable est proposée par Billings (1937), dans un cas de métamorphisme régressif : sillimanite + biotite → staurotide + muscovite.

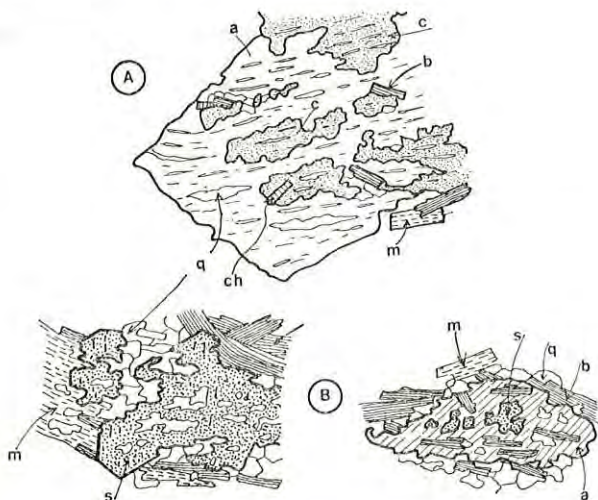


FIG. 23

Aspect micrographique de deux réactions remarquables dans la zone de l'andalousite

A, réaction  $co + mu + ch \rightleftharpoons an + bi$ . (R 7). Aspects de résorption de la cordiérite dans un porphyroblaste d'andalousite; B, réaction  $st + mu + q = an + bi$ . (R 12'). Sur la figure de gauche, la staurotide est stable en présence de quartz et de muscovite; sur celle de droite, elle est à l'état de reliques blindées dans l'andalousite. — a, andalousite; c, cordiérite; b, biotite; s, staurotide; m, muscovite; ch, chlorite; q, quartz.

G. H. Francis (1956) a insisté sur l'importance de la réaction  $R_{12}$  dans le métamorphisme des séries dalradiennes d'Écosse. Cette réaction lui permet de définir un isograde (—) staurotide, qui sépare un subfaciès

« staurotide-quartz » d'un subfaciès « disthène-muscovite ». Cette division est également adoptée par F. J. Turner et J. Verhoogen dans la dernière édition de leur ouvrage (1957). Dans le Canigou, il est possible de décomposer le subfaciès « staurotide-quartz » en plusieurs subfaciès bien distincts, où la staurotide et le quartz ne sont pas incompatibles. Les réactions  $R_{12}$  et  $R'_{12}$  sont particulièrement bien exprimées dans les micaschistes du Canigou. En effet, en divers endroits de l'enveloppe paléozoïque et à la partie supérieure des micaschistes de Balatg, la staurotide est toujours sous forme de reliques blindées dans l'andalousite (fig. 23), où elle ne subsiste qu'en l'absence de quartz.

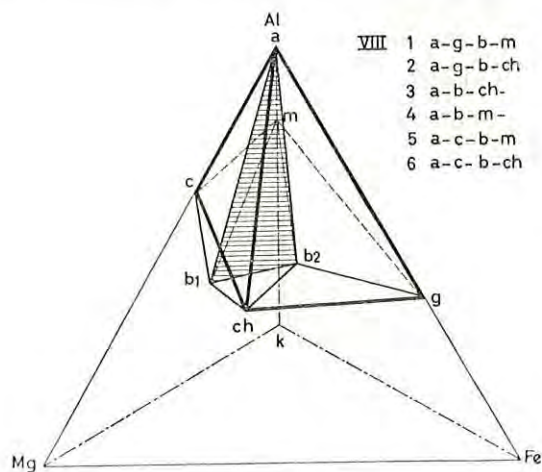


FIG. 24

Zone de l'andalousite

Associations du subfaciès andalousite-cordiérite-almandin.

La figure 24 donne les associations possibles du subfaciès VIII. On y remarque la coexistence de l'andalousite et du grenat en présence de la biotite. L'andalousite et la chlorite y sont encore stables en l'absence de la muscovite. Les associations effectivement observées sont :

- VIII<sub>1</sub> andalousite-almandin-muscovite-biotite :  $\varphi = 4$ ;
- VIII<sub>5</sub> andalousite-cordiérite-muscovite-biotite :  $\varphi = 4$ ;
- VIII<sub>4</sub> andalousite - [staurotide (1)] - muscovite - biotite :  $\varphi = 3$ ;
- VIII<sub>1</sub>- andalousite - [staurotide] - almandin - muscovite - biotite :  $\varphi = 4$ ;
- VIII<sub>3</sub> andalousite-[staurotide]-biotite-chlorite :  $\varphi = 3$ ;
- VIII'<sub>4</sub> andalousite-biotite-muscovite :  $\varphi = 3$ ;

(1) Le signe [ ] indique que le staurotide est une relique blindée.

VIII' andalousite - [staurotide] - cordiérite - almandin - muscovite-biotite :  $\varphi = 5$ ;

VIII" Andalousite - cordiérite - almandin - muscovite - biotite :  $\varphi = 5$ ;

Cette dernière association est fréquente dans le Vallespir (septum de la Regina).

#### 4. Les subfaciès de la zone de la sillimanite.

##### a. PARTICULARITÉS DE LA ZONE ET DE L'ISOGRADÉ DE LA SILLIMANITE.

D'une manière générale dans les Pyrénées, la zone de la sillimanite est étroitement liée sur le terrain au domaine des migmatites et des granites (A. Autran et G. Guitard, 1957).

L'origine anatexique de certaines migmatites et de certains granites profonds des Pyrénées est maintenant bien établie. Ces roches se sont formées par fusion partielle des terrains préexistants dans la catazone, quand ces terrains étaient suffisamment chauffés pour que soit atteinte la température de fusion minimale du granite (isograde d'anatexie formant la limite supérieure de la zone d'anatexie). Mais le magma anatexique a pu être injecté à distance, en général au-dessus de la zone d'anatexie proprement dite. Il s'est alors formé des zones d'injections granitiques périnatexiques.

Ces zones sont bien représentées dans les massifs de l'Agly et des Albères (1). Dans le cas du Canigou et du massif de la Carança, il existe aussi des zones d'injections granitiques en relation directe avec le granite profond du Canigou. Ce massif de granite n'est pas à proprement parler un massif de granite anatexique, car il n'est pas formé *in situ*, mais est réellement injecté dans la mésozone profonde où il provoque des phénomènes de contact. De ce point de vue il est plutôt apparenté aux granites en massifs circonscrits « dysharmoniques », qui peuvent d'ailleurs être intrusifs au milieu des gneiss du Canigou, tel le granite de Costabonne. L'existence d'injections granitiques dans la mésozone profonde de la région considérée a pour effet d'étendre la zone de la sillimanite. Ainsi, au-dessus des migmatites et du granite profond du Canigou s'individualise un véritable « chevelu » de granite en filons ou en petits corps, concordants ou discordants sur les structures tectoniques précoces (schistosité  $S_1$ ), au contact desquels la sillimanite se développe dans les micaschistes à andalousite. De même, la zone de la sillimanite forme une étroite bande isolée au sein de la

zone de l'andalousite, tout au long de la zone d'injection granitique qui accidente la bordure nord du massif de la Carança (zone synclinale de Thués Font Pédrouse). A la partie supérieure des zones d'injection granitique, la sillimanite a un développement très local au contact des filons ou corps de granite isolés (par exemple, région de Velmanya-Batère dans le Canigou). Quand les corps et les filons deviennent nombreux et tendent à devenir coalescents, il se constitue une zone intermédiaire entre celle où la sillimanite n'existe que localement, et celle où son extension est grande. Dans ce cas, tracer l'isograde de la sillimanite revient à tracer une surface enveloppe qui englobe éventuellement des terrains appartenant encore à la zone de l'andalousite.

Le développement inégal et le contour irrégulier de la zone d'injections granitiques provoque l'irrégularité de l'isograde (+) sillimanite dans le Canigou et le massif de la Carança; ceci contraste avec la disposition régulière des isogrades des zones moins métamorphiques. Le parallélisme approximatif, entre l'isograde de la sillimanite et le contour du granite profond du Canigou et de sa zone d'injection granitique, s'explique simplement par un effet de contact thermique. En somme, la zone de la sillimanite représente l'aurole thermique du granite profond du Canigou, où les roches conservent leur texture de schistes cristallins.

##### b. SUBFACIÈS SILLIMANITE-MUSCOVITE-CORDIÉRITE (SUBFACIÈS IX ET X).

D'une manière générale, la zone de la sillimanite, débute avec des micaschistes ou des gneiss pélitiques dans lesquels la sillimanite et la muscovite sont des minéraux stables, et d'où le feldspath potassique est toujours absent. Dans ces conditions, les associations minérales appartiennent au membre de gauche de la réaction classique : muscovite + quartz  $\rightleftharpoons$  sillimanite + orthose +  $H_2O$  ( $R_{13}$ ). Ceci permet de définir un subfaciès sillimanite-muscovite. Dans la région considérée, les roches de ce subfaciès sont caractérisées par le fait que l'on y retrouve toutes les associations des subfaciès VII et VIII précédents avec, en plus, de la sillimanite sous forme de fibrolite. On y remarque souvent des associations avec, à la fois, l'andalousite et la sillimanite. Un cas très analogue a été décrit par J. C. Green (1963) dans le New-Hampshire.

Cependant, près du contact des injections granitiques, ainsi que dans les enclaves et les septa pélitiques à l'intérieur du domaine granité, la sillimanite tend à exister seule.

(1) Voir la carte au 200.000<sup>e</sup> des Pyrénées-Orientales par A. Autran, G. Guitard et E. Raguin (1963).

Les silicates d'alumine présentent les relations suivantes. Au début de la zone de la sillimanite, la fibrolite se forme en faible quantité dans des roches renfermant de l'andalousite. Puis la quantité de fibrolite s'accroît nettement, mais l'andalousite persiste, inchangée, bien que la fibrolite se développe au voisinage ou au contact de l'andalousite. Près du domaine granitique, on voit l'andalousite se pseudomorphoser en sillimanite. Il se forme alors des associations d'andalousite et de sillimanite prismatique, analogues parfois à celles qui furent jadis décrites par A. Lacroix (1893). A un degré de plus, on ne trouve que de la fibrolite ou de la sillimanite prismatique abondantes et, parfois, de grandes plages de sillimanite, entièrement formées de prismes en association régulière, qui sont manifestement d'anciennes plages d'andalousite totalement pseudomorphosées.

C'est également dans les parties plus proches du domaine granitique, que l'on observe la formation de la fibrolite dans des roches dépourvues de microcline, mais dont la composition chimique s'écarte sensiblement de celle des pélites ordinaires (cf. analyse n° 37 du tableau 3). En effet, ces roches ne montrent jamais l'existence de pseudomorphoses de silicates d'alumine antérieurs.

Un fait notable est la tendance à la localisation de la fibrolite dans les lits biotitiques, bien que des fibres de sillimanites existent aussi dans le quartz et les plagioclases. Dans de nombreuses lames, la biotite est manifestement remplacée par la sillimanite (A. Autran et G. Guitard, 1957), le mica noir formant des plages résiduelles associées à des minéraux opaques. La localisation fréquente de la sillimanite sur la biotite ne peut donc pas être seulement expliquée par un phénomène de nucléation épitaxiale (Chinner, 1961).

L'isograde (+) sillimanite, à l'inverse de la plupart des isogradés considérés ci-dessus, est lié à l'existence d'une réaction dans laquelle l'eau n'intervient pas. La sillimanite et l'andalousite ne peuvent être stables simultanément que sur la courbe d'équilibre correspondant à la transition andalousite  $\rightleftharpoons$  sillimanite. D'une manière générale, dans cette région, les andalousites conservées dans les micaschistes de la zone de la sillimanite, n'ont pas un polychroïsme qui puisse faire soupçonner la présence déterminante de  $Fe^{+3}$  ou  $Mn^{+3}$  dans l'andalousite (cf. p. 44). Il est donc probable que le domaine de stabilité de l'association andalousite-sillimanite n'est pas un domaine divariant. La seule forme stable de  $Al_2SiO_5$ , dans la zone de la sillimanite,

est donc la sillimanite. Dans le dénombrement des minéraux réactionnels, il faut considérer l'andalousite comme une phase hors d'équilibre (relique non blindée) [1]. Ceci s'explique par la difficulté de l'inversion andalousite  $\rightleftharpoons$  sillimanite liée à la très faible différence d'énergie libre entre les deux polymorphes.

D'autre part, compte tenu de l'incertitude sur la position du point triple des polymorphes  $Al_2SiO_5$ , la zone de l'andalousite peut comporter à sa base un domaine où l'andalousite est métastable (domaine II, fig. 25). Dans ces conditions, l'isograde (+) sillimanite n'est pas atteint quand on franchit la température de transition, mais correspond à la température de nucléation effective de la sillimanite qui ne se produit que pour une valeur suffisante du « degré de dépassement ». Les roches montrant à la fois l'andalousite et la sillimanite appartiennent au domaine III de la figure 25. En somme, au début de la zone de la sillimanite, la température est suffisante pour provoquer la nucléation de la sillimanite à l'extérieur des plages d'andalousite; puis la température s'accroissant, la nucléation de la sillimanite sur l'andalousite devient possible, ce qui entraîne la disparition de l'andalousite (domaine IV de la fig. 25). Il semble bien que ce remplacement soit lié à l'effet de la température, puisque la pression de l'eau n'a pas

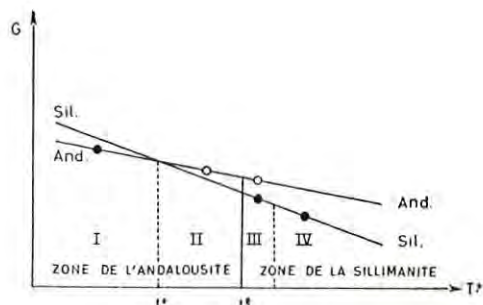


FIG. 25

Diagramme schématisant les relations entre l'andalousite et la sillimanite dans les micaschistes et gneiss de composition pélitique, en fonction de l'accroissement de la température. (Définition des zones de l'andalousite et de la sillimanite effectivement observées sur le terrain)

G, énergie libre; T, température;  $T^0$ , température de transition de la réaction andalousite = sillimanite; I, domaine de stabilité de l'andalousite; II, domaine de l'andalousite métastable; III, domaine de la sillimanite avec persistance de l'andalousite; IV, domaine de la sillimanite sans andalousite persistante.

(1) Dans le cas où  $Fe^{+3}$  stabiliserait l'andalousite et où une andalousite ferrifère coexisterait de façon stable avec la sillimanite, l'andalousite serait un minéral réactionnel mais on aurait droit à une phase supplémentaire,  $Fe^{+3}$  jouant le rôle d'un constituant indépendant. Cette éventualité existe peut-être dans les contacts des granites circonscrits de la région, souvent caractérisés par la présence d'andalousite polychroïque (cf. p. 44 ci-dessus).

d'influence sur la réaction, et qu'il n'existe pas d'arguments faisant envisager une variation de la pression solide.

Les associations effectivement observées sont les suivantes :

- 1 (andalousite)-sillimanite-biotite-muscovite :  $\varphi = 3$ ;
- 2 (andalousite) - sillimanite - cordiérite - muscovite - biotite :  $\varphi = 4$ ;
- IX<sub>3</sub> (andalousite) - sillimanite - staurotide - biotite - chlorite :  $\varphi = 4$ ;
- IX<sub>4</sub> (andalousite) - sillimanite - staurotide - biotite - muscovite :  $\varphi = 4$ ;
- 5 (andalousite) - sillimanite - grenat - staurotide - biotite-muscovite :  $\varphi = 5$ ;
- X<sub>1</sub> (andalousite) - sillimanite - grenat - muscovite - biotite :  $\varphi = 4$ ;
- X<sub>3</sub> (andalousite) - sillimanite - [staurotide] - muscovite-biotite :  $\varphi = 3$ ;
- X<sub>1</sub> (andalousite) - sillimanite - [staurotide] - grenat - muscovite-biotite :  $\varphi = 4$ ;
- X<sub>2</sub> (andalousite) - sillimanite - [staurotide] - cordiérite - biotite - muscovite :  $\varphi = 4$ ;
- X<sub>1</sub> sillimanite-grenat-biotite-muscovite :  $\varphi = 4$ .

On peut faire le décompte des phases sans tenir compte de l'andalousite, dont le caractère hors d'équilibre est indiqué par le signe ( ).

Les associations de la sillimanite avec la staurotide sont de deux sortes :

— la sillimanite est associée avec de la staurotide stable en présence de quartz et de muscovite;

— la sillimanite se forme au contraire dans des roches où la staurotide est une relique blindée dans l'andalousite, car elle a cessé d'être stable en présence de quartz.

Il faut conclure que, localement, dans le Canigou, l'isograde de la sillimanite peut être oblique sur l'isograde (-) staurotide et le recouper. La signification de ce phénomène est discutée ci-dessous p. 69. Il oblige à scinder en deux le subfaciès sillimanite-muscovite.

#### SUBFACIÈS SILLIMANITE-CORDIÉRITE-STAUROTIDE-MUSCOVITE (SUBFACIÈS IX)

Il est représenté effectivement par les associations IX<sub>3</sub> et IX<sub>4</sub>.

#### SUBFACIÈS SILLIMANITE-ALMANDIN-MUSCOVITE (SUBFACIÈS X)

Il est représenté par les associations X<sub>1</sub>, X<sub>2</sub> et X<sub>3</sub>.

Ce subfaciès est également défini par F. J. Turner et J. Verhoogen (1957).

Les associations stables dans le subfaciès IX sont, en fait, celles qui sont représentées dans la figure 22 pour le subfaciès VII, où il suffit de remplacer l'andalousite par la sillimanite.

Dans le cas du subfaciès X, il ne suffit pas, à l'inverse du subfaciès précédent, de remplacer simplement l'andalousite par la sillimanite dans la figure 24 qui correspond au subfaciès VIII. Vraisemblablement, la chlorite a définitivement cessé d'être stable, en présence d'un silicate d'alumine, dans le subfaciès X. Il s'est produit la réaction R<sub>14</sub> : sillimanite + chlorite + 3 quartz  $\rightleftharpoons$  cordiérite + almandin + 4 H<sub>2</sub>O (cf. réaction R<sub>4</sub>). Les associations du subfaciès X sont alors représentées par la figure 26.

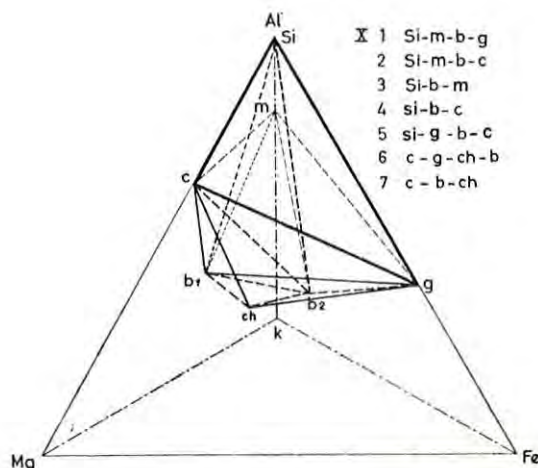


FIG. 26

Zone de la sillimanite

Associations du subfaciès sillimanite-cordiérite-almandin-muscovite

#### c. SUBFACIÈS SILLIMANITE-MICROCLINE-CORDIÉRITE (SUBFACIÈS XI)

On rencontre l'association stable de la sillimanite avec le microcline d'une part sur une étroite zone (de quelques décimètres à quelques mètres de puissance), au contact des corps et filons granitiques (Sud de Py, vallée de la Têt), d'autre part dans les migmatites et au contact du granite profond du Canigou. Cette association n'apparaît pas seulement dans les roches de nature pélitique, mais aussi dans des roches non pélitiques, comme les orthogneiss migmatisés. La

présence de l'association sillimanite-microcline prouve donc que *les conditions catazonales ont été localement atteintes au contact des granites profonds*, et que, probablement, la muscovite y a été instable en présence du quartz. Il est en effet difficile d'être affirmatif au sujet de la destruction de la muscovite, car la réaction classique  $R_{13}$  ne traduit qu'imparfaitement la réalité. Selon C. V. Guidotti (1963), le plagioclase intervient dans la réaction et le sodium doit être considéré comme un constituant déterminant. On aurait la réaction  $R'_{13}$  muscovite + plagioclase potassique + quartz  $\rightleftharpoons$  microcline sodique + sillimanite + eau qui précéderait la disparition définitive de la muscovite. Dans le membre de droite de la réaction  $R'_{13}$ , *l'association sillimanite-microcline peut être stable en présence de muscovite*. Dans la région, on observe constamment les trois minéraux sillimanite, microcline et muscovite associés dans une même préparation, et il serait tentant de penser à l'existence d'un subfaciès microcline-muscovite-sillimanite. En fait, le développement tardif de la muscovite hystérogène (muscovite II) vient interférer et compliquer l'interprétation (voir ci-dessous).

Les associations effectivement observées sont :

- XI sillimanite-microcline-biotite-muscovite;  
sillimanite - (andalousite) - microcline - biotite - muscovite.  
Sillimanite-grenat-cordiérite-[staurotide]-biotite.

Si la muscovite est effectivement tardive, ce qui paraît être généralement le cas, on peut raisonner sur la réaction classique  $R_{13}$  et, d'après les hypothèses proposées au début du chapitre,  $\varphi = 3$ . L'andalousite peut persister, comme relique non blindée, ce qui prouve que les réactions  $R_{13}$  et  $R'_{13}$ , sont indépendantes de la réaction andalousite  $\rightarrow$  sillimanite pseudomorphique. Ceci peut s'expliquer par une élévation locale de la température au contact d'une injection de magma, avec un refroidissement trop rapide pour que soit réalisée l'inversion de l'andalousite en sillimanite. De toute façon, les conditions catazonales ont été éphémères, car la cristallisation du granite profond et des migmatites s'est poursuivie dans les conditions du subfaciès sillimanite-muscovite, ce dernier minéral étant stabilisé par une forte pression d'eau.

## VII. MÉTASOMATOSE POTASSIQUE DANS LA ZONE DE LA SILLIMANITE

Près des injections granitiques, les silicates d'alumine sont souvent partiellement ou totalement remplacés par la muscovite. Ceci traduit l'existence d'une métasomatose potassique locale qui affecte les micaschistes et les gneiss pélitiques (Billings, 1938). Dans la région étudiée cette métasomatose se manifeste en bordure des corps et des filons granitiques (région de Py, dans le Canigou; zone de Thues-Font Pédrouse, dans le massif de la Carança), mais elle s'étend davantage, et de façon plus diffuse, au contact du granite profond du Canigou et dans les migmatites du Cadi. Il se développe de grandes lamelles de muscovite d'orientation quelconque, de contours irréguliers, parfois symplectiques; c'est la muscovite II (G. Guitard, 1958), ou muscovite hystérogène, très caractéristique de la région profonde du Canigou, où elle remplace l'andalousite et la sillimanite préexistantes (fig. 27c). Très significatifs sont d'anciens nodules de sillimanite, presque entièrement remplacés par des lamelles enchevêtrées de muscovite II, au sein desquelles persistent encore des prismes de sillimanite en voie de résorption.

Quand les réactions de remplacement tendent à être complètes, la sillimanite (ou l'andalousite) forment des

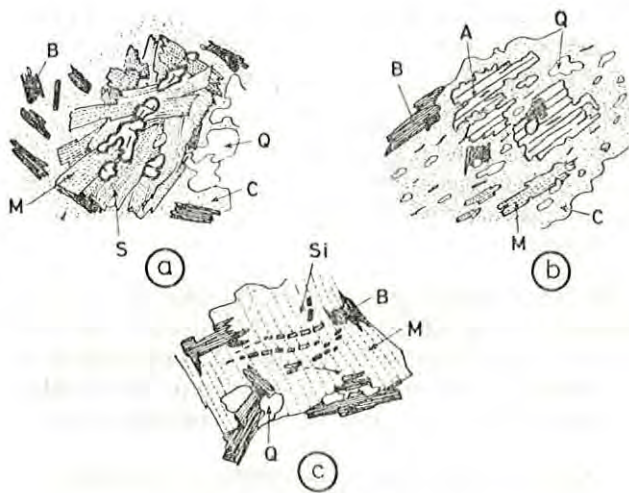
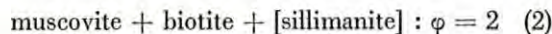


FIG. 27

*Aspects micrographiques de quelques réactions remarquables dans la zone de l'andalousite et dans la zone de la sillimanite*

- a, remplacement de l'andalousite renfermant des reliques de staurotide, par de la muscovite; b, reliques d'andalousite dans une plaque de cordiérite (second subfaciès cordiérite-chlorite-almandin); c, reliques de sillimanite dans la muscovite hystérogène.

reliques blindées dans la muscovite (1), et, plus rarement, dans le plagioclase, de telle sorte que ces minéraux ne sont jamais au contact du quartz. Dans ce cas, la paragenèse des gneiss pélitiques se réduit à l'association :



où la diminution du nombre des phases traduit le passage de K<sub>2</sub>O à l'état de constituant entièrement mobile. μK<sub>2</sub>O joue le rôle d'un paramètre intensif et, dans la zone métasomatique, la règle des phases s'exprime par  $\varphi \leq 3$  (D. S. Korjinskii, 1957). Mais souvent les réactions restent très incomplètes, et l'équilibre n'est pas réalisé à l'échelle de la lame mince, car on observe à la fois de la fibrolite intacte, et de la fibrolite relique dans la muscovite. Ce déséquilibre peut être lié à la rapidité des phénomènes deutériques.

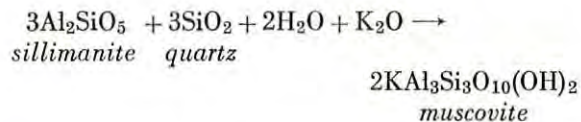
Selon D. S. Korjinskii (1948) on peut opposer deux processus de métasomatose, dont les effets peuvent d'ailleurs se superposer : la métasomatose par diffusion et la métasomatose d'infiltration, cette dernière due à la percolation par des solutions. On peut discuter leur rôle respectif dans le cas étudié ici.

### 1. Métasomatose par diffusion. — K<sub>2</sub>O migre dans un milieu essentiellement immobile.

Un gradient de température peut provoquer le déplacement du potassium vers la zone froide (P. M. Orville, 1962). Ce moteur n'a pu jouer un rôle important au contact du granite profond et des roches encaissantes qui étaient sensiblement à la même température. Par contre, il a pu intervenir à la partie supérieure de la zone d'injection granitique.

Le moteur de la diffusion peut être un gradient de potentiel chimique de K<sub>2</sub>O. L'existence d'un tel gradient est la conséquence d'une incompatibilité minéralogique entre le feldspath potassique dans le granite, et les silicates d'alumine dans les micaschistes; cette incompatibilité est possible parce que les conditions du métamorphisme pendant la métasomatose potassique ne sont plus celles du subfaciès sillimanite-microcline, mais celles du subfaciès sillimanite-muscovite. Si le gradient de potentiel chimique de K<sub>2</sub>O est suffisamment fort, K<sub>2</sub>O diffuse du granite vers la roche encaissante en provoquant la formation d'une zone

de réaction, dans laquelle la sillimanite est remplacée par la muscovite suivant la réaction R'<sub>13</sub> :



Le produit final de la réaction sera muscovite + quartz ou muscovite + sillimanite. Ce sont, en effet, les associations que l'on observe aux endroits de la zone métasomatique où les réactions ont été complètes.

Le rôle de la diffusion est invoqué par J. C. Green (1963) pour expliquer la métasomatose potassique qui affecte la zone de la sillimanite au voisinage d'un massif granitique profond, dans une série métamorphique analogue à celle de la région étudiée. Cependant, il ne semble pas que la diffusion ait joué un rôle important dans le Canigou et le massif de la Carançou, comme le prouvent les observations et remarques suivantes :

— d'une manière générale, les phénomènes de diffusion au cours du métamorphisme régional sont de faible ampleur. C'est ce que montre, en particulier, l'étude des skarns de réaction qui se forment au contact des niveaux carbonatés et des roches encaissantes. Dans un cas très remarquable, où la diffusion s'est opérée par l'intermédiaire d'un fluide intergranulaire, et où de forts gradients de potentiel chimique existaient entre les milieux incompatibles, M. Fontelles (1962) a pu montrer que la zone métasomatique est généralement de l'ordre de quelques décimètres, et, exceptionnellement, de l'ordre du mètre. Dans le Canigou, les skarns de réaction ont généralement, dans la zone de l'andalouosite, une épaisseur de l'ordre du décimètre (cf. chap. IV et, dans la zone de la sillimanite, leur épaisseur éventuellement plus grande, est due probablement à la superposition d'une métasomatose d'infiltration;

— on observe des zones biotitiques de diffusion à la périphérie des enclaves de roches basiques du granite profond du Canigou. Ces zones sont provoquées par l'incompatibilité minéralogique entre la hornblende et la muscovite à haute température. Leur épaisseur est de quelques centimètres.

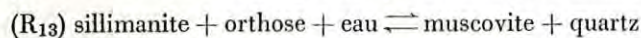
— Au contact des gneiss œillés ou des leptynites de la zone profonde du Canigou, roches à microcline, et des micaschistes à sillimanite, il ne se produit pas de zone réactionnelle à muscovite. Le gradient de potentiel chimique de K<sub>2</sub>O était donc trop faible pour provoquer, au contact des deux milieux incompatibles, une méta-

(1) Voir fig. 27c.

(2) Le signe [ ] indique que la sillimanite est une relique blindée.



somatose de diffusion. On peut s'attendre à ce qu'il en soit ainsi, car les conditions de température et de pression d'eau étaient vraisemblablement peu éloignées des conditions d'équilibre pour la réaction :



**2. Métasomatose de percolation (ou d'infiltration).** — On peut s'attendre à ce que la métasomatose par infiltration, sous l'action des solutions post-magmatiques (D.S. Korjinskii, 1948), soit très active à la périphérie du granite profond du Canigou. La cristallisation du magma granitique provoque le dégagement de l'eau utilisée lors de la fusion (J. Wyart, 1955). Dans les parties profondes, peu perméables, de la série métamorphique, en l'absence de la possibilité d'un écoulement, l'eau libérée entraîne une surpression à la périphérie du domaine granitique (G.W. Morey, 1922). Il en résulte un gradient de pression, et une percolation des roches encaissantes, par des solutions en équilibre chimique avec le granite. Un gradient de potentiel chimique de  $K_2O$  prend naissance entre la solution et les phases solides des micaschistes, d'où la formation d'une zone de réaction dans les régions percolées. Un certain abaissement de la température qui accompagne la phase post-magmatique peut accroître la valeur du gradient  $\mu K_2O$  par rapport à celle du cas précédent (1).

La percolation explique de façon satisfaisante :

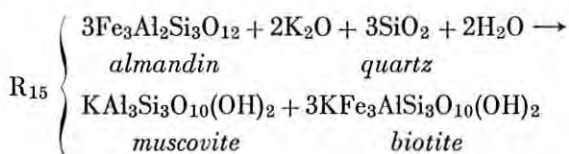
— le caractère diffus et la largeur de l'aurole méta-

somatique, qui peut atteindre plus d'une centaine de mètres d'épaisseur au contact du granite du Canigou, ainsi que la variabilité de cette largeur selon l'importance volumétrique des corps de granite, dans la zone d'injection;

— le caractère erratique de la métasomatose, qui explique la préservation locale des associations du subfaciès sillimanite-microcline;

— l'existence de zones, également erratiques, à l'extérieur de la zone de la métasomatose potassique, où se produisent des réactions d'hydratation sous l'action de solutions percolantes en équilibre chimique avec les micaschistes ( $K_2O$  inerte). Leur action explique bien l'apparition locale du « second subfaciès à cordiérite et muscovite », défini ci-dessous. Quant au caractère incomplet des réactions, déjà noté, il traduit la faiblesse des vitesses de réaction, due probablement à une chute assez rapide de la température;

— enfin, la quasi disparition de l'almandin au voisinage de la zone granitique (G. Guitard, 1958), qui peut être détruit, au même titre que les silicates d'alumine, selon la réaction :



De même, elle explique la destruction de la cordiérite.

## VIII. SUITES DE SUBFACIÈS ET TYPES DE MÉTAMORPHISME

Les divers subfaciès dénombrés dans l'étude précédente peuvent être groupés sous forme de « suites ». Les suites correspondent à la succession naturelle des subfaciès dans une série de métamorphisme progressif. On constate parfois, dans une même chaîne, que divers domaines sont caractérisés par des « suites » ou « séries » de type différent. C'est typiquement le cas pour la région qui nous occupe. Dans les massifs du Canigou et de la Carança, nous avons d'abord identifié trois types de suites (G. Guitard, 1965). Une étude plus poussée à l'aide d'un échantillonnage plus complet, a permis d'aboutir aux diverses suites représentées sur

la figure 28. Pour caractériser ces suites il suffit de considérer la succession des subfaciès des micaschistes dans les zones de la cordiérite et de l'andalousite, en divers points de la région correspondant à des domaines suffisamment petits.

Dans toutes les suites les minéraux andalousite, cordiérite, almandin et staurotide sont stables. Le rôle de la staurotide a été discuté (G. Guitard, 1965), et nous avons pensé que ce minéral, bien représenté dans l'une des suites du Canigou, n'était pas stable dans d'autres types de suites de la même région, du moins

(1) L'influence d'une chute de température sur  $\mu K_2O$  est indiquée par la relation  $\left(\frac{\delta\mu K_2O}{\delta T}\right)_{P, n_j} = -\bar{S}_{K_2O}$ , où  $\bar{S}$  est l'entropie molaire partielle de  $K_2O$ .

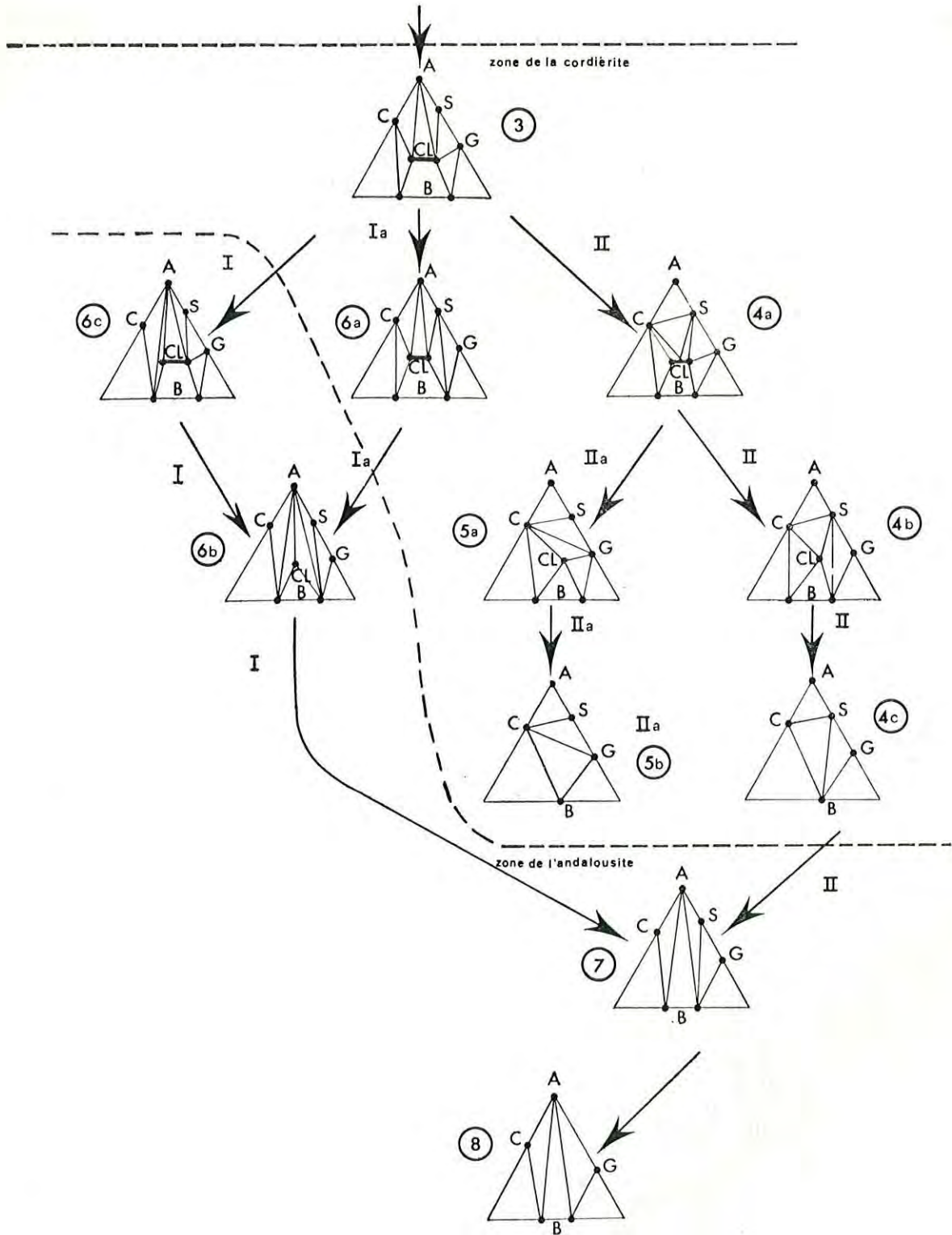


FIG. 28

*Diverses suites de subfaciès possibles dans les micaschistes du massif du Canigou et de la Caraça*  
 Les subfaciès définis dans la zone de la cordièrite et dans la zone de l'andalousite, sont représentés à l'aide du diagramme de Thompson, pour les pélites riches en  $K_2O$ , où la muscovite est toujours présente.

en général. En fait, la staurotide en tant que minéral isolé est thermodynamiquement stable dans tous les cas, mais suivant les suites on doit distinguer deux cas :

— *la staurotide est un minéral exceptionnel ou n'apparaît que rarement.* Ceci se produit si la staurotide ne se forme pas pour les compositions ordinaires des pélites, c'est-à-dire pour les compositions qui se projettent en dessous de la ligne chlorite-almandin sur les diagrammes de Thompson ou si la staurotide se forme pour des compositions ordinaires mais dans un domaine très restreint correspondant à un faible intervalle de température.

— *la staurotide est un minéral fréquent* et elle se forme dans un domaine généralement étendu de compositions pélitiques qui tombent en dessous de la ligne chlorite-grenat du diagramme de Thompson. Encore convient-il de remarquer que l'association staurotide-biotite devient stable par plusieurs réactions.

Examinons maintenant le rôle du grenat. Les suites où la staurotide est un minéral fréquent sont également celles où le grenat est abondant et largement représenté, dans des associations minérales variées, en particulier avec la cordiérite et l'andalousite, en présence de muscovite, donc dans des métapélites ordinaires. Dans ces suites, il est bien établi que l'almandin est stable dans la zone de la cordiérite, l'isograde (+) almandin coïncidant sensiblement avec l'isograde (+) cordiérite. Dans les suites où la staurotide est rare, le grenat est peu abondant et même fort rare. Ce dernier cas est bien représenté à l'ouest du massif de Carança en Cerdagne (haute vallée du Segre), où l'échantillonnage méthodique d'une centaine de micaschistes a montré que la zone de la staurotide y était particulièrement étroite — une centaine de mètres —, et que l'isograde (+) staurotide, défini par l'association staurotide + biotite en présence de muscovite et de quartz (réaction 2) était seulement atteint dans la zone de l'andalousite. Dans ce secteur, on n'a pas trouvé de grenat, ni dans la zone de la cordiérite ni dans la zone de l'andalousite. On doit en conclure que le grenat y est certainement très rare. En effet, l'absence du grenat dans notre échantillonnage ne prouve pas que le minéral n'est pas stable. De même, il n'est pas nécessaire d'introduire de nouveaux subfaciès et de modifier *qualitativement* l'allure des diagrammes proposés pour la suite I. Une explication simple, en l'absence de données chimiques précises, est d'admettre l'extension importante des domaines de compositions où les associations cordiérite-biotite et andalousite-biotite sont stables, ce qui a pour conséquence de restreindre considérablement les domaines de compositions à staurotide-biotite et grenat-biotite de la suite I, et donc de restreindre ces associations à des métapélites de composition très particulière. Ce

sont évidemment les « conditions extérieures » qui imposent de telles restrictions; la position des joints sur les diagrammes composition-paragenèse est simplement déplacée. Dans ce cas la staurotide apparaît à l'isograde (+) par la réaction 2.

La suite la plus fréquemment représentée dans notre région est la suite II ou IIa, dans lesquelles l'association cordiérite-staurotide en présence de muscovite est stable dans la zone de la cordiérite et où l'association andalousite-biotite, dans la zone de l'andalousite, apparaît au détriment de l'association précédente par la réaction 9. Les suites II et IIa sont largement représentées sur les versants nord et oriental du Canigou.

Sur le versant sud du Canigou et du massif de la Carança, on n'a pas observé l'association cordiérite-staurotide dans la zone de la cordiérite et la paire andalousite-biotite apparaît, en général, par la réaction 7. L'association staurotide-andalousite-biotite existe dans une zone de la staurotide particulièrement mince dans le cas de la suite I, où la paire staurotide-biotite, en présence de muscovite, n'apparaît qu'à partir de la zone de l'andalousite. Les suites I et Ia caractérisent probablement ce secteur. Les successions des subfaciès pour les divers types de suite sont données dans le tableau ci-dessous.

| Suite I       | Suite Ia      | Suite II a    | Suite II      |
|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Subfaciès 3   | Subfaciès 3   | Subfaciès 3   | Subfaciès 3   |
| Subfaciès 6 c | Subfaciès 6 a | Subfaciès 4 a | Subfaciès 4 a |
| Subfaciès 6 b | Subfaciès 6 b | Subfaciès 5 a | Subfaciès 4 b |
| Subfaciès 7   | Subfaciès 7   | Subfaciès 5 b | Subfaciès 4 c |
| Subfaciès 8   | Subfaciès 8   | Subfaciès 4 c | Subfaciès 7   |
| —             | —             | Subfaciès 7   | Subfaciès 8   |
| —             | —             | Subfaciès 8   | —             |

Dans les quatre « suites » définies ci-dessus, la succession des subfaciès est différente : pour passer, sur le terrain, d'un domaine à un autre domaine caractérisé par une « suite » différente, il faut que certains isogrades se coïncident en biseau sur les cartes géologiques. Dans la région étudiée, l'existence de suites différentes paraît bien traduire *l'existence de types de métamorphisme différents*. Ces types, comme nous le justifierons ci-dessous, sont sous la dépendance de la pression.

L'étude systématique des subfaciès et leur groupement en suites naturelles montrent que, dans la région étudiée, les subfaciès des quatre suites identifiées sont identiques dans l'épizone et au début de la mésozone. De même, dans la mésozone de haut degré, le subfaciès VIII andalousite, cordiérite, biotite et grenat se retrouve dans les quatre suites. Les subfaciès sillimanite-muscovite et sillimanite-microcline qui lui font suite sont identifiés dans les suites II et IIa dans la zone profonde

du Canigou. Mais on ne connaît pas ces subfaciès dans les suites I et Ia. Cependant, les relations de terrain dans les massifs voisins de l'Agly et des Albères montrent clairement que les subfaciès de la zone de la sillimanite y sont identiques. On peut conclure de cette disposition, compte tenu de la remarque précédente sur la signification des suites, que, dans la région considérée, les surfaces isobares étaient obliques sur les surfaces isothermes.

Dans les quatre suites, l'association de la muscovite et de la chlorite, qui a pris naissance au début du métamorphisme régional (paroxysme orogénique et mise en place de la nappe du Canigou), est progressivement remplacée par celle de l'andalousite et de la biotite, de telle sorte que la chlorite et la muscovite finissent par ne plus être stables simultanément en présence de la paire biotite-SiO<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>. Au fur et à mesure que s'accroît l'intensité du métamorphisme, le domaine des compositions pour lesquelles la muscovite ou la chlorite sont stables, ne cesse pas de se restreindre comme le montre la figure 28. Aussi est-il paradoxal de constater, quand on se rapproche de la catazone, que la muscovite devient abondante, que l'almandin tend à disparaître, et qu'on rencontre à l'échelle de la lame mince des aspects très marqués de déséquilibre. C'est pourquoi nous avons suggéré une « pseudo-catazone » (G. Guitard, 1958). En réalité, ce paradoxe disparaît et s'explique par l'intervention et par les caractères de la métasomatose potassique et de l'hydratation tardives, qui règnent à la périphérie du domaine granitique et des zones d'injections.

La notion de types de métamorphisme a été introduite par A. Miyashiro (1961). En partant de l'étude des associations minérales suivant la méthode des faciès, il a distingué plusieurs suites de faciès, qui s'ordonnent en trois types standard sous la dépendance de la pression ( $P_s$  = pression solide moyenne), avec des types intermédiaires.

Parmi les séries à andalousite, Miyashiro distingue un type standard appelé « type à andalousite-sillimanite » et un groupe de types dits « groupe intermédiaire de basse pression », défini par l'association de l'andalousite et de la staurotide. Le groupe intermédiaire apparaît pour une pression plus forte que celle qui caractérise le type à andalousite-sillimanite. La staurotide est donc un minéral critique pour distinguer le type standard des types du groupe intermédiaire. Cependant la staurotide a été trouvée dans la série du plateau d'Abukuma, prise comme série de référence

pour le type standard à andalousite-sillimanite (K. Urano et S. Kanisawa, 1965). Ce n'est pas par la simple présence ou absence de la staurotide que l'on peut distinguer les divers types de métamorphisme de basse pression. Pour cela, il faut remarquer le développement exceptionnel de la staurotide dans le type standard où le minéral se forme pour des compositions de roches très spéciales. Au contraire la staurotide est un minéral fréquent, qui coexiste avec l'andalousite et la biotite dans des métapélites de composition banale, dans les types du groupe intermédiaire. Cette remarque est essentielle : elle oblige à considérer que le domaine des compositions de roches pour lesquelles la staurotide est une phase stable s'accroît quand on passe du type standard à andalousite-sillimanite aux types du groupe intermédiaire. En d'autres termes, le développement de la staurotide est favorisé par l'accroissement de la pression (1); en effet, selon Miyashiro, les divers types de métamorphisme se distinguent entre eux par ce fait, qu'à une même température, les pressions sont différentes dans chaque type.

L'interprétation de A. Miyashiro, qui confère à la présence de la staurotide une signification barométrique (à noter l'analogie de structure entre la staurotide et le disthène), est contestée par H.J. Zwart (1962), pour qui la staurotide « is much less useful as a geological barometer than as a geological thermometer ». L'auteur insiste sur le fait que le métamorphisme régional hercynien des Pyrénées a pris naissance sous des pressions particulièrement faibles. L'apparition de la staurotide, dans ces conditions, pourrait être simplement liée à des fluctuations de la pression de l'eau.

Nos recherches dans les Pyrénées orientales confirment la signification barométrique de la présence de la staurotide dans certaines conditions définies, et montrent le bien-fondé des idées de Miyashiro :

a. Le type de métamorphisme varie régionalement dans l'ensemble des Pyrénées orientales (M. Fontelles, G. Guitard et E. Raguin, 1964). Ainsi la staurotide et le grenat sont des minéraux exceptionnels dans les zones de la cordiérite et de l'andalousite des massifs de l'Agly et du Saint-Barthélémy. Ces minéraux sont au contraire fréquents, dans les mêmes zones, dans une partie du massif du Canigou (G. Guitard, 1958, 1965) et de l'Hospitalet (H. Zwart, 1963). Comme les roches de nature pélitique sont bien représentées dans les deux cas, ce ne sont probablement pas des différences de la composition initiale des roches qui expliquent l'inégale fréquence de la staurotide et du grenat dans

(1) Cette influence de la pression explique que la staurotide puisse être stabilisée jusque dans la zone de la sillimanite (association sillimanite - staurotide - muscovite) dans le métamorphisme régional à disthène, alors qu'elle est généralement détruite dès la zone de l'andalousite, donc à plus basse température, dans le métamorphisme de basse pression.

les micaschistes de la mésozone, mais bien des différences dans les conditions physiques du métamorphisme;

b. Dans le cas particulier des massifs du Canigou et de la Carança, il semble bien que l'on assiste à une variation du type de métamorphisme à l'intérieur de ce domaine (G. Guitard, 1965). Ceci résulte directement de l'existence de plusieurs suites de subfaciès. La figure 28 montre l'accroissement progressif du domaine des compositions de roche pour lequel la staurotide se forme, quand on passe de la suite I à la suite II. En particulier, dans les suites II la staurotide devient stable en présence de biotite et de muscovite dès la zone de la cordiérite, alors que dans ces mêmes conditions, ce minéral n'apparaît qu'à partir de la zone de l'andalousite dans la suite I. En d'autres termes, l'épaisseur de la zone de la staurotide s'accroît et atteint son maximum dans le cas de la suite II (300 m au sud de la Bastide, sur le versant nord du Canigou jusqu'au contact du toit des gneiss ceillés). De même, les réactions discontinues par lesquelles la staurotide se forme, et la nature des associations de la staurotide avec les autres minéraux, sont variables d'une suite à l'autre. Tout ceci traduit un changement de type de métamorphisme.

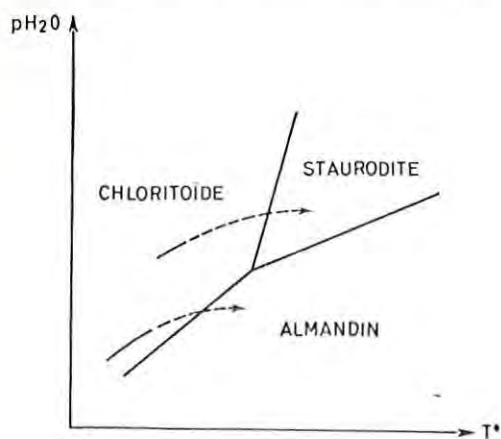


FIG. 29

Relations de stabilité hypothétiques entre le chloritoïde, l'almandin et la staurotide sur le diagramme température-pression d'eau

La figure 29, établie à partir de considérations géologiques et expérimentales (L. B. Halferdahl, 1961), montre que, des trois silicates aluminoferrifères, chloritoïde, staurotide et almandin, effectivement présents dans les micaschistes des Pyrénées, la staurotide est celui qui nécessite pour apparaître la pression d'eau la plus élevée. Si on admet que l'apparition de la staurotide est sous la seule dépendance de la pression de l'eau, la figure 29 montre que, dans les suites sans staurotide, le

domaine de l'almandin serait atteint pour des températures relativement peu élevées et que, par contre, dans le type à staurotide, le développement de ce grenat est retardé, l'almandin ne se formant que pour des degrés de métamorphisme élevés. En d'autres termes, les types sans staurotide devraient favoriser le développement du métamorphisme de type « almandin » (cf. ci-dessous). C'est précisément le contraire que l'on observe dans la région étudiée. Dans le Canigou, l'almandin apparaît fréquemment dès le sommet du faciès des amphibolites, en même temps que la staurotide; dans le massif voisin de l'Agly, où la staurotide est très rare, l'almandin ne se développe, en fait, qu'à la base du faciès des amphibolites (M. Fonteilles et G. Guitard, 1967). De même, à l'ouest du massif de Carança, où la suite I, caractérisée par une zone de la staurotide très mince (100 m) est bien représentée, nous n'avons pas trouvé d'almandin dans les micaschistes des zones de la cordiérite et de l'andalousite (cf. ci-dessus).

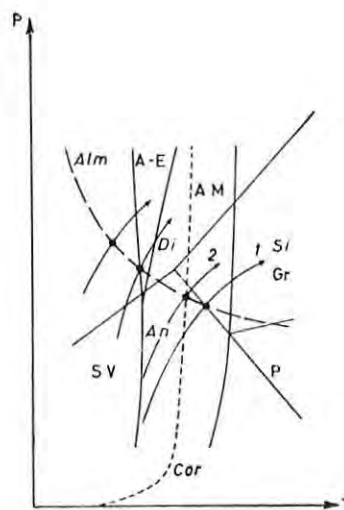


FIG. 30

Représentation schématique des conditions P-T de formation de l'almandin ( $MnO > 10\%$ ), dans divers types de métamorphisme

La figure donne la répartition des domaines des principaux faciès minéralogiques selon MIYASHIRO (1961), légèrement modifiés. Les flèches représentent des parcours qui correspondent aux différents types de métamorphisme. Le parcours 1 correspond au type Abukuma, caractérisé par l'apparition de l'almandin, dans les roches de composition pélitique, à température élevée, à partir de la zone de la sillimanite. Le parcours 2 correspond aux types du Canigou, où l'almandin apparaît dans les micaschistes de la zone de la cordiérite et de l'andalousite. Le parcours 3 est celui qui est réalisé dans le métamorphisme dalradien où la zone de l'almandin s'individualise dans le faciès des amphibolites à épidote. Enfin le parcours 4 indique l'apparition de l'almandin à basse température, dans le faciès des schistes verts, comme cela est réalisé dans les types de métamorphisme de haute pression.

Ainsi, dans les micaschistes du Canigou, on assiste au développement parallèle de la staurotide et de l'almandin. Pour des compositions suffisamment ferrifères des roches, l'almandin est assez fréquent dans la suite Ia, très fréquent dans les suites II, rare dans la suite I. C'est seulement en liaison avec la suite III que l'on rencontre dans le Canigou des amphibolites à grenat riche en almandin (cf. chap. III). Le domaine des compositions pour lesquelles l'almandin est stable s'accroît quand on passe du type de suite I au type de suite II. Selon A. Miyashiro (1953), le développement du constituant almandin dans le grenat est favorisé à la fois par une élévation de la température, et par une élévation de la pression. A température fixée, un accroissement de pression favorise le remplacement de Ca et Mn par  $Fe^{+2}$  et Mg, car cette substitution diminue le volume moléculaire. Aussi, l'auteur a-t-il distingué un métamorphisme « almandin », caractéristique du métamorphisme de haute pression, et un type « non almandin », qui caractérise le type de basse pression. Il ressort des descriptions précédentes que le métamorphisme, dans le Canigou, est bien intermédiaire entre les types « almandin » et « non almandin ». En effet, l'almandin y fait son apparition, en même temps que la staurotide et la cordiérite, au sommet du faciès des amphibolites. Dans le type « non almandin », l'almandin ne devient abondant que dans la zone de la sillimanite, à la base du faciès des amphi-

bolites. C'est en particulier le cas pour le massif de l'Agly, au nord du Canigou (M. Fontelles et G. Guitard, 1967). Dans le type « almandin », l'almandin se développe dès les faibles degrés du métamorphisme : ainsi, dans le faciès albite-épidote-amphibolite (métamorphisme de type intermédiaire à disthène), voire dans le faciès des schistes verts (métamorphisme de haute pression à glaucophane). C'est ce que montre la figure 30,

Ainsi, la pression moyenne était plus forte dans le Nord et l'Est du Canigou qu'à l'Ouest du massif de la Carança.

Dans ces conditions, on ne peut pas penser que les pressions maximales, qui régnaient au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées, aient été particulièrement faibles. Rappelons que le *disthène*, découvert dans le Saint-Barthélémy par M. Raguin, puis retrouvé dans les massifs de l'Agly et des Albères peut être interprété comme un minéral relique propre à l'ancien socle, et formé lors d'un métamorphisme antécambrien soit comme un minéral hercynien. Dans tous les cas sa présence comme relique stable montre que les conditions du métamorphisme n'étaient pas très éloignées de celles correspondant au domaine de stabilité du minéral. (M. Fontelles, G. Guitard et E. Raguin, 1964).

## IX. INFLUENCE DES VARIATIONS DE LA PRESSION DE L'EAU

Si les variations de la pression de l'eau ne paraissent pas jouer un rôle important dans le passage d'un type de métamorphisme (1) à un autre, elles peuvent néanmoins s'exprimer par des changements brusques et locaux du subfaciès au sein d'une même suite. Dans la région étudiée, ces changements s'observent au voisinage des zones d'anatexie ou d'injection granitique.

### 1. Association sillimanite-staurotide en présence de quartz.

Dans le Canigou, les associations catazonales s'observent, très localement mais de façon constante, au contact du granite profond du Canigou ou des granites en filons et en petits corps qui s'y rattachent. L'association sillimanite-microcline résulte d'une élévation locale de la température au contact du magma injecté.

Lors de la cristallisation du granite interviennent des phénomènes d'hydratation, liés aux solutions postmagmatiques, qui contribuent à provoquer, à la périphérie des zones anatectiques et granitiques profondes, un retour aux conditions du subfaciès sillimanite-muscovite, en même temps qu'une métasomatose potassique (cf. ci-dessus) locale. C'est aussi à l'influence des variations de la pression de l'eau qu'est due, probablement, l'existence, en quelques points de la zone centrale du Canigou, d'associations où la staurotide et la sillimanite paraissent stables en présence de quartz, ce qui prouve que, localement, l'isograde de la sillimanite recoupe l'isograde (—) staurotide. Ce recouplement peut-être interprété ainsi :

G. H. Francis (1956) a situé approximativement la courbe d'équilibre correspondant à la réaction  $R_{12}$  sur le diagramme pression-température, dans le cas du

(1) Au sens de Miyashiro.

métamorphisme dalradien, et la fait passer au voisinage du point triple des polymorphes  $Al_2SiO_5$ . Dans la zone profonde du Canigou, où la pression de l'eau était forte dans les terrains encaissants au contact du granite profond du Canigou, comme en témoigne l'abondance de la muscovite dans le granite, on peut supposer que cette courbe a pu être déplacée vers la droite (fig. 31). Si la position de la courbe pression-température est fixée (flèche de la fig. 31), une élévation de  $p_{H_2O}$  aura pour effet de déplacer vers des températures plus élevées la courbe d'équilibre de la réaction  $R'_{12}$ . Selon que la courbe est située en R ou en R' (fig. 31), la courbe d'inversion andalousite  $\rightleftharpoons$  sillimanite sera rencontrée avant, ou après, la destruction de la staurotide en présence de quartz. Une élévation de la

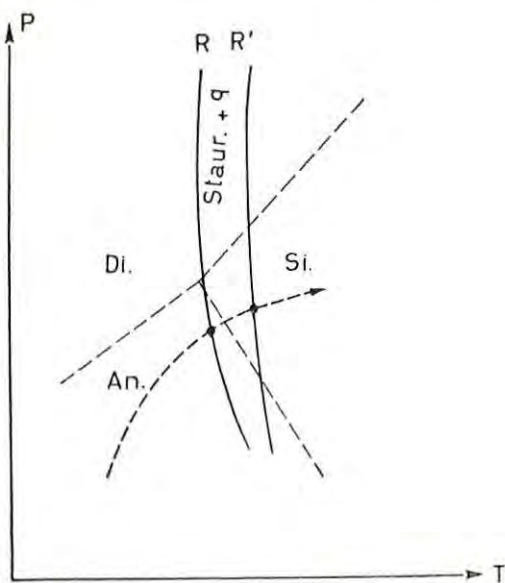
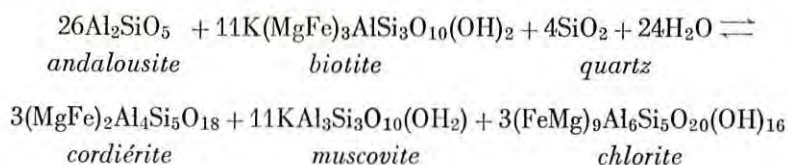


FIG. 31

Effet possible des variations de la pression de l'eau sur la courbe d'équilibre de l'association staurotide-quartz



Cette réaction est identique à la réaction  $R_7$ , mais fonctionne en sens inverse. Il est évident qu'elle affecte des roches ayant appartenu au subfaciès VIII, où la staurotide avait cessé d'être stable en présence de quartz. On peut penser à une rétro-morphose, avec hydratation et chute de température, qui ramène la roche des conditions du subfaciès VIII à celle du sub-

pression de l'eau pourra donc stabiliser la staurotide (courbe R') jusque dans la zone de la sillimanite, où les perturbations dans le régime de l'eau sont certainement importantes, du moins dans la région considérée.

Le recouplement des deux isogrades précédents pourrait aussi s'expliquer par une variation de la pression solide  $P_s$ , mais cette éventualité est à écarter car de telles variations ne sont pas locales et la zone centrale du Canigou appartient à un type de métamorphisme bien défini. Une augmentation locale de la température, au voisinage d'un corps d'injection granitique susceptible de provoquer l'inversion de l'andalousite en sillimanite, aurait pour effet de détruire l'association de la staurotide et du quartz.

## 2. Second subfaciès cordiérite muscovite.

En quelques points des micaschistes de Balatg, dans la zone centrale du Canigou (versant oriental du pic Barbet, septum de Moscallo au sud de Py), on rencontre dans la zone de l'andalousite des associations qui présentent les particularités suivantes :

— au voisinage de plages d'andalousite qui renferment des reliques blindées de staurotide, il existe des plages où l'andalousite est totalement ou partiellement pseudomorphosée par des lamelles de muscovite, alors que les plages incluses de staurotide sont invariablement épargnées (fig. 27a);

— chaque fois qu'existent de telles pseudomorphoses, de la cordiérite se développe au contact de l'andalousite, et parfois de la prochlorite.

L'association effectivement observée est alors : [andalousite]-[staurotide]-cordiérite-muscovite-biotite-chlorite.

Ces observations s'expliquent bien par l'intervention de la réaction :

faciès III. Il faut cependant remarquer que l'association cordiérite-muscovite a pu être stabilisée à une plus haute température que celle qui caractérise le subfaciès III si la pression de l'eau était localement plus élevée. Ceci expliquerait que la staurotide ne soit pas détruite. Dans ce cas, la courbe température-pression d'eau recouperait successivement en deux

points la courbe d'équilibre de la réaction R<sub>7</sub>, le point supérieur correspondant à une température intermédiaire entre celle des subfaciès III et VIII, ou même voisine de celle du subfaciès VIII (fig.32).

C'est par le même processus qu'on explique également l'existence de plages de cordiérite renfermant des reliques blindées d'andalousite (fig. 27b), trouvées dans les micaschistes du septum de la Régina, au nord de Prats-de-Mollo. Les associations correspondantes sont :

[andalousite]-cordiérite-muscovite-biotite-chlorite;

[andalousite]-cordiérite-almandin-biotite-muscovite.

La muscovite peut n'exister qu'au contact des plages d'andalousite remplacées.

Nous rappellerons que A. Lacroix (1890) avait signalé des associations, dans les micaschistes de l'Ariège, où la staurotite est en relique dans l'andalousite, qui est elle-même incluse dans la cordiérite. De telles associations s'expliquent bien par l'intervention successive des réactions R<sub>12</sub> et R<sub>7</sub>.

Enfin, dans les zones de laminage tectonique et de failles, il se produit souvent une altération des minéraux

des micaschistes, due à l'intervention de solutions à basse température. Les seuls minéraux stables sont la muscovite et la chlorite. L'andalousite et la cordiérite sont «séricitisées», le grenat chloritisé, dans les conditions du faciès des schistes verts.

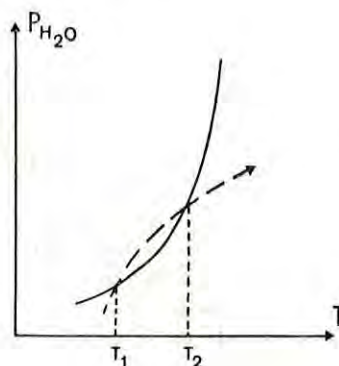


FIG. 32

Explication du second subfaciès cordiérite-chlorite-almandin dans l'hypothèse où la courbe  $P_{H_2O}-T$  recoupe successivement à température croissante, la courbe d'équilibre de la réaction 7 en deux points.

## X. SIGNIFICATION DES ASSOCIATIONS EN DÉSÉQUILIBRE OU EN DÉSÉQUILIBRE APPARENT

L'analyse systématique de la paragenèse des roches d'origine pélitique des massifs du Canigou et de la Carança montre que les associations minérales se conforment le plus souvent à la règle des phases; cette analyse fait donc ressortir la tendance générale vers l'équilibre chimique. Ainsi, sur un total de 180 lames minces de roches de la zone andalousite + biotite (subfaciès VI, VII et VIII), on trouve 18 associations pour lesquelles  $\varphi > 4$ . Ce nombre est cependant plus élevé pour les associations des subfaciès IV et V du versant nord du Canigou, qui correspondent à un métamorphisme plus faible que le précédent : on rencontre 15 associations  $\varphi > 4$  sur un total de 60 lames minces. La règle des phases est généralement vérifiée dans la zone de la sillimanite. D'une manière générale, les réactions tendent à devenir complètes dès la base de la zone de la biotite, cette tendance ne faisant que s'affirmer avec le métamorphisme croissant, c'est-à-dire avec l'augmentation de la température. Parfois, cependant, le nombre des minéraux réactionnels excède d'une, ou de deux unités, celui que prévoit l'appli-

cation de la règle des phases. Quand il existe des reliques blindées et des aspects de réaction, il est assez facile de retrouver les minéraux effectivement en équilibre, dont le nombre s'accorde, en général, avec celui que laisse prévoir la règle des phases. Néanmoins, l'observation au microscope peut être impuissante à distinguer des minéraux sous forme de reliques non blindées. Avant d'affirmer que certaines associations sont hors d'équilibre, il faut prévoir dans quelles circonstances on doit s'attendre à rencontrer des associations apparemment hors d'équilibre, et essayer de comprendre la signification des associations effectivement hors d'équilibre.

### 1. Influence des isogrades.

D. Wickoff (1952) remarque que le passage d'une zone à l'autre n'est pas tranché, et qu'il se marque par la persistance de certains minéraux index. Dans la région étudiée, le voisinage d'un certain côté d'un



isograde se distingue, en général, par un accroissement du nombre des minéraux typomorphes; il en est de même au voisinage du point d'intersection de deux isogrades.

D'après les hypothèses précédentes, l'isograde représente une surface d'équilibre divariant pour une certaine réaction (cf. ci-dessus); il peut apparaître à son niveau une phase supplémentaire par rapport au nombre maximum de phases que peut renfermer la zone (ou le subfaciès) correspondant :  $\varphi \leq 5$ . De même, au point de recoupement de deux isogrades  $\varphi \leq 6$ . On ne rencontre pas d'associations à 5 ou 6 minéraux réactionnels au niveau d'une surface idéale, mais sur une certaine épaisseur de terrain entre deux zones (ou subfaciès) successives. La raison principale en est que, au voisinage de l'isograde, l'affinité de la réaction qui détermine cet isograde est encore faible par rapport à sa valeur à l'intérieur de la zone correspondante, et la vitesse de la réaction trop lente. Au niveau de l'isograde idéal, l'affinité et la vitesse de la réaction sont nulles (conditions de l'équilibre). Toutes choses égales, la vitesse de la réaction sera d'autant plus grande que l'écart à l'équilibre (ou degré de dépassement), exprimé par la variation d'énergie libre  $\Delta G$  dans la réaction (affinité), est lui-même plus grand, la réaction ne devenant effective que pour une certaine valeur du degré de dépassement. Pour des réactions de déshydratation qui caractérisent en général les isogrades, la valeur du degré de dépassement est forte dès que la variation de la température est suffisante, car les variations d'entropie sont grandes (voir W.S. Fyfe, F. J. Turner et J. Verhoogen, 1958, p. 80), mais même dans ce cas on observe la persistance de phases supplémentaires ou reliques au voisinage des isogrades. Ces phases sont toujours représentées par des minéraux typomorphes, qui appartiennent à la zone de moindre degré métamorphique immédiatement voisine de la zone considérée (et parfois à plusieurs de ces zones). C'est la raison principale pour laquelle un certain nombre d'associations minérales dans les micaschistes ne vérifient pas la règle des phases et sont hors d'équilibre, les réactions correspondantes étant restées incomplètes.

Il est remarquable de constater que, dans la région étudiée, le nombre des minéraux réactionnels dans les associations avec  $\varphi > 4$ , ne dépasse pas 6.

Des associations à cinq phases sont fréquentes dans la zone de transition entre deux subfaciès au sein d'une même suite. On observe par exemple, l'association andalousite-cordiérite-muscovite-biotite-chlorite au voisinage de l'isograde qui sépare les subfaciès III et VI; de même, l'association cordiérite-staurotide-andalousite-biotite-muscovite fait la transition entre les subfaciès IV et VII, l'association cordiérite-almandin-muscovite-biotite-chlorite entre les subfaciès Va et Vb, et l'association cordiérite-staurotide-muscovite-biotite-chlorite entre les subfaciès IVa et IVb. Dans certains cas,

on observe des aspects de réactions incomplètes, telles que bordures réactionnelles entre minéraux ou persistance, dans la même lame, de staurotide en contact avec le quartz et de staurotide entièrement incluse dans l'andalousite, par exemple, à la limite des subfaciès VII et VIII. Mais au sein d'une même suite, il est possible de rencontrer des associations hors d'équilibre à six minéraux réactionnels. Par exemple, sur le versant nord du Canigou, on trouve, dans les micaschistes de l'enveloppe, l'association staurotide-cordiérite-grenat-muscovite-biotite-chlorite formée de six minéraux réactionnels. Dans cette région, les diverses associations définissant les subfaciès de la « zone de l'andalousite » se succèdent sur le terrain à de faibles distances, et sont franchies en quelques centaines de mètres. Ceci est la conséquence de « l'effet de socle », particulièrement marqué ici, ce qui provoque un resserrement considérable des isogéothermes. Dans ces conditions, la zone d'influence de l'isograde devient importante et peut s'étendre largement à l'intérieur d'une zone ou d'un subfaciès. Un nouvel isograde peut même être atteint, avant que n'aient disparu les minéraux persistants, liés à l'influence de l'isograde qui le précède immédiatement. Il en résulte une sorte de « télescopage », qui provoque l'apparition d'associations hors d'équilibre à six phases.

D'autres associations, comportant six minéraux typomorphes réactionnels, ont été rencontrées au voisinage du point de recoupement de deux isogrades, c'est-à-dire dans la zone de transition entre deux types de suite. Par exemple, dans les micaschistes à l'ouest de Ballestavy, on rencontre l'association andalousite-grenat-cordiérite-staurotide-biotite-muscovite dans la zone de passage entre la suite II et la suite IIa.

Remarquons que l'on ne rencontre les associations à 6 phases, à l'intérieur d'une même suite, que dans les subfaciès de la mésozone supérieure. Dans la mésozone profonde, les associations minérales sont généralement à 3 ou 4 phases. Ceci s'explique par l'influence de la température croissante sur les vitesses des réactions, qui tend à restreindre l'influence du voisinage de l'isograde dans les zones de métamorphisme intense. D'une manière générale, les associations minérales satisfont d'autant mieux à la règle des phases et aux lois de l'équilibre chimique que les zones de métamorphisme sont plus larges et que le degré de métamorphisme est plus fort.

La durée des phénomènes métamorphiques intervient également. Dans le Canigou, il existe des zones étendues où les réactions ne sont pas complètes. Ainsi, dans une grande partie des micaschistes de Balatg, la staurotide est toujours incluse dans l'andalousite sous forme de reliques blindées. Dans ce cas, l'équilibre chimique est atteint localement, de telle sorte que les associations minérales vérifient la loi des phases, mais les réactions restent incomplètes. La persistance, sous forme de reliques blindées, de minéraux ayant appartenu à des subfaciès de plus faible degré, à l'intérieur de zones plus métamorphiques, est une preuve de la montée progressive des isogrades au cours du métamorphisme. Dans ces conditions, la température s'est exercée durant un temps plus court au voisinage d'un isograde qu'à l'intérieur de la zone correspondante qu'il délimite. S'il en est ainsi, on peut remarquer, avec M. Fontelles (1965), que la largeur de la zone

où les réactions restent incomplètes peut être considérée comme une mesure du rapport de la vitesse des réactions à la vitesse de montée des isogrades. Dans le Canigou, où ces zones sont assez larges, *les surfaces isothermes sont montées relativement vite.*

A ce propos, la grande largeur de la zone dans laquelle l'andalousite persiste hors d'équilibre n'a pas la même signification, car, pour la réaction d'inversion andalousite  $\rightleftharpoons$  sillimanite, la variation d'énergie libre  $\Delta G$  reste très faible pour un écart à la température d'équilibre considérable; il est donc naturel que l'andalousite persiste dans la quasi-totalité de la zone de la sillimanite. D'autres raisons peuvent aussi expliquer la coexistence de ces deux polymorphes (cf. ci-dessus).

## 2. Influence de la composition.

Certaines compositions particulières de la roche peuvent favoriser l'apparition d'un minéral réactionnel comme phase supplémentaire. Considérons le cas de l'almandin.

Dans les zones de l'andalousite et de la sillimanite de la région, qui appartiennent au faciès des amphibolites, le grenat qui se forme dans les micaschistes est, en général, de l'almandin pauvre en spessartine (cf. tableau 8). Mais, au-delà d'une certaine teneur dans la roche, le manganèse cesse de se comporter comme un constituant mineur, et un almandin riche en spessartine peut apparaître comme phase supplémentaire. Cette possibilité n'est pas à exclure dans la région étudiée; néanmoins, on peut remarquer qu'aucune des analyses chimiques des micaschistes (tableaux 1, 2 et 3) ne se signale par une teneur anormale en manganèse.

*Une faible teneur en sodium des micaschistes, peut provoquer l'apparition du grenat comme phase supplémentaire.* C'est le cas, en particulier, de l'association IV', rencontrée dans le subfaciès IV, où l'absence du plagioclase

est tout à fait exceptionnelle, ce que l'on doit attribuer à la faible teneur en sodium de la roche. Dans ces conditions, le seul plagioclase possible aurait une composition proche de celle de l'anorthite. Or un tel plagioclase n'est pas stable dans les roches d'origine pélitique ordinaires de la mésozone. *Le calcium se fixe donc vraisemblablement dans l'almandin*, car il ne peut former que des solutions solides très limitées avec la muscovite et avec la biotite. En effet, dans les types de métamorphisme de basse pression, des minéraux calciques, comme les amphiboles et l'épidote, sont incompatibles avec les polymorphes  $Al_2SiO_5$ , ces associations n'étant stables qu'à des pressions très élevées : associations zoisite-disthène des éclogites; amphibolites à disthène (C. E. Tilley, 1937). La teneur en CaO de tels almandins doit être supérieure à celle des grenats ordinaires des micaschistes étudiés. La figure 33 schématise le domaine de stabilité des associations à plagioclase-grenat-staurotide dans le cas du subfaciès IV. Au-delà d'une teneur en anorthite du plagioclase supérieure à 45-50 %, il apparaît, dans les roches pélitiques, une association à deux phases staurotide - grenat à la place de l'association staurotide-plagioclase.

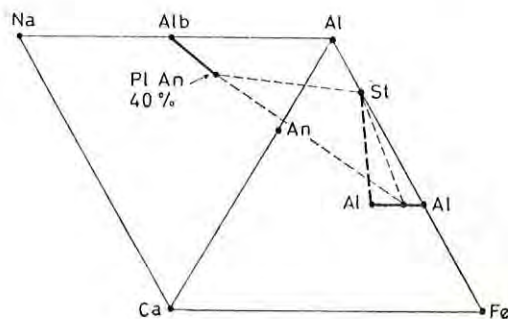


FIG. 33

*Influence de la teneur en  $Na_2O$  d'un micaschiste sur les associations à staurotide et almandin et sur la composition de l'almandin, pour une roche du subfaciès cordiérite-staurotide-muscovite.*

## XI. CONCLUSION À L'ÉTUDE DES MICASCHISTES ET DES GNEISS PÉLITIQUES : LE PROBLÈME DES TYPES DE MÉTAMORPHISME DANS LES MASSIFS DU CANIGOU ET DE LA CARANÇA.

Les micaschistes de la région, qui renferment de l'andalousite et de la staurotide appartiennent sans aucun doute au groupe de types de métamorphisme dit « intermédiaire de basse pression » (A. Miyashiro, 1961). Selon A. Miyashiro c'est l'association andalousite-staurotide qui est déterminante pour situer une série de faciès minéralogiques entre le type du plateau d'Abukuma dit « de basse pression » et le type des séries dalradiennes à disthène dit « de pression intermédiaire ». Encore faut-il préciser que la staurotide existe pour des compositions pélitiques non exceptionnelles. Dans la région étudiée *le type de métamorphisme n'est cependant pas uniforme*. En effet :

— on peut distinguer deux types principaux de suites : le type Carança avec les suites I et Ia, où l'association staurotide-cordiérite-muscovite, n'est pas stable dans la zone de la cordiérite, et le type Canigou, avec les suites II et IIa, où cette association est stable dans la même zone;

— il existe des variations d'épaisseur de certaines zones. La zone de la staurotide (stabilité de l'association staurotide-quartz-muscovite) est plus large dans le type Canigou (300 m), que dans le type Carança (100 m);

— l'isograde (+) staurotide qui apparaît dès la zone de la cordiérite dans les suites Ia, II et IIa, reste dans la zone de l'andalousite dans la suite I;

— relativement au grenat (1), l'almandin ( $MnO < 10\%$ ) est abondant dans la zone de la cordiérite dans le type Canigou, l'isograde almandin + biotite coïncidant sensiblement avec l'isograde cordiérite + biotite. Par contre, l'almandin peut être rare dans le type Carança. Ainsi, dans la suite I il n'a pas été trouvé, ni dans la zone de la cordiérite, ni dans celle de l'andalousite. Le développement de l'almandin est favorisé dans le type Canigou, où il est possible que ce grenat apparaisse à plus basse température que dans le type Carança;

— ainsi, *l'isograde de la staurotide et probablement l'isograde du grenat, recourent très obliquement d'est en ouest l'isograde andalousite-biotite*. Les premiers

de ces isogrades sont sensibles à la pression solide qui, de ce fait, était plus forte dans le massif du Canigou que dans l'ouest du massif de Carança, alors que le dernier définit, avec d'autres isogrades, la structure thermique régionale. Cette obliquité entraîne une conclusion importante : *les surfaces isobares recourent les surfaces isothermes*. On doit supposer, avec Miyashiro (1961), que ces dernières ont été entraînées à des profondeurs différentes lors de l'enfouissement. Il faut en effet admettre que la composition minéralogique de la croûte sialique était homogène dans un aussi petit territoire que le massif du Canigou et de la Carança : l'obliquité des isobares sur les isothermes ne peut pas être expliquée, dans ce cas particulier, par une différence fondamentale dans la constitution de la croûte (cf. M. Fontelles, 1962).

De plus, le type de métamorphisme dans la région étudiée, semble caractérisé par *une assez forte valeur de la pression de l'eau* dans l'ensemble de la mésozone. C'est ce que semble prouver le développement de la chlorite et non de la gédrite dans les métapélites pauvres en  $K_2O$  de la base de la mésozone (subfaciès andalousite-almandin et sillimanite-muscovite).

Les types de métamorphisme identifiés dans le massif du Canigou et de la Carança sont probablement formés à plus faible pression que le type de métamorphisme décrit par Green (1963) dans le New Hampshire. En effet, la cordiérite y est exceptionnelle ou même pas représentée du tout, l'andalousite est associée à la staurotide, mais la zone de l'andalousite + biotite est précédée d'une zone de la staurotide et d'une zone de l'almandin. Par contre les types de métamorphismes du Canigou sont formés à plus forte pression que le type du plateau d'Abukuma étudié par Miyashiro (1958). Nous rappellerons que dans un essai de classification des types du groupe dit « intermédiaire de basse pression », Winckler (1965) prend en considération le type « des Pyrénées orientales » qui, en réalité, doit être lui-même scindé en plusieurs types définis et étudiés dans ce travail.

(1) Voir à ce sujet, G. GUITARD *C. R. Ac. Sc.*, 1969, t. 269 D, p. 159-62 (ajouté en cours d'impression).

## CHAPITRE III

# Métamorphisme des roches basiques : Amphibolites et gneiss amphiboliques

### I. INTRODUCTION

On sait que les amphibolites sont des roches métamorphiques essentiellement constituées par de l'amphibole et du plagioclase. Quand la proportion des minéraux blancs l'emporte nettement sur celle de l'amphibole, la roche peut être appelée « gneiss amphibolique ». Dans la nature, tous les intermédiaires existent entre les amphibolites et les gneiss amphiboliques comme le montre par exemple le tableau 9. Dans ce chapitre, on ne considère pas toutes les amphibolites qui rentrent, par leur nature pétrographique, dans la définition précédente. Les amphibolites qui renferment des carbonates primaires seront décrites dans le chapitre suivant, ainsi que celles qui sont directement en rapport avec les gneiss à silicates calco-magnésiens, et qui contribuent à former les endoskarns dans les skarns de réaction. Les roches étudiées dans ce chapitre représentent surtout d'anciennes roches basiques d'origine magmatique ou leur produit de remaniement, comme cela sera discuté par la suite. Dans l'ensemble, les amphibolites et les gneiss amphiboliques sont assez rares parmi les roches métamorphiques de la région; leur importance volumétrique est négligeable. Les amphibolites se présentent en bancs continus ou en lentilles dont la puissance dépasse rarement quelques mètres, dans les gneiss ou dans les micaschistes. Cependant, il existe deux affleurements remarquables : le premier, constitué par une amphibolite mêlée de gneiss amphiboliques dont la puissance atteint 15 mètres, est situé à l'entrée des gorges

de Balatg, à Taurinya, au lieu dit Serrabonne (amphibolite de Serrabonne); le second, avec une puissance comparable, renferme des amphibolites amygdalaires et est situé dans la haute vallée du Riu Ferrer, au nord-ouest de Leca (amphibolite de Leca). Ces deux affleurements occupent une position géologique analogue : ils sont situés au contact des gneiss  $G_1$  du Canigou et des micaschistes. D'autres affleurements méritent d'être signalés : amphibolites situées au-dessus du chemin de Marillalles, également situées au contact des gneiss  $G_1$  et des micaschistes de Balatg; nombreux petits niveaux d'amphibolites intercalés dans les gneiss  $G_1$  et  $G_3$  depuis la Serre de Roc Negra jusqu'au pic de Sept Hommes sur le versant sud du Canigou; enfin, dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque, l'amphibolite du col de la Croix-de-Fer, au nord-ouest d'Amélie-les-Bains, affleure à la partie supérieure de la série de Canaveilles. Les amphibolites de la région de Batère affleurent au contraire à la base de la série de Canaveilles près de son contact avec les gneiss du Canigou. Tous ces affleurements sont figurés sur la carte au 1/50.000 de la région et sur la figure 34.

On retiendra la *position privilégiée que constitue pour les amphibolites la limite entre les gneiss du Canigou et les micaschistes*. Cette situation remarquable se retrouve d'ailleurs dans le massif voisin du Roc-de-France.

des minéraux. Aussi, dans ce chapitre, on a surtout cherché à savoir dans quelle mesure les résultats obtenus par l'étude des amphibolites de séries favorables pouvaient être retrouvés et étendus à la série métamor-

prique du Canigou. En fait, l'étude des amphibolites dans ce territoire apporte surtout d'utiles renseignements pour discuter du type de métamorphisme.

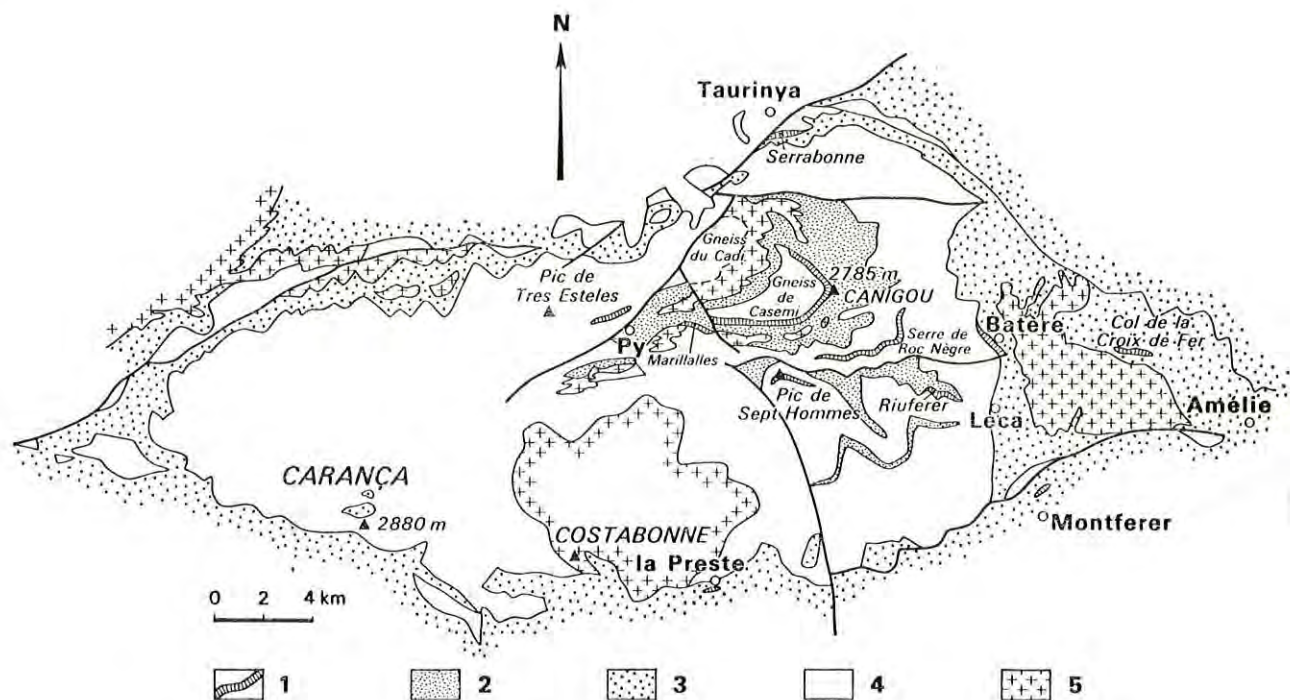


FIG. 34

*Situation des principaux affleurements d'amphibolites et de gneiss amphiboliques dans les massifs du Canigou et de la Carança*

1, amphibolites et gneiss amphiboliques; 2, micaschistes de Balat et septa de micaschistes dans les gneiss du Canigou; 3, micaschistes de la série de Canaveilles; 4, gneiss du Canigou; 5, granitoïdes.

## II. COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLITES ET GNEISS AMPHIBOLIQUES

Les analyses chimiques des amphibolites et des roches connexes, leur composition en pourcentage de cations, les valeurs des paramètres de Niggli et la composition

normative C.I.P.W. sont données dans les tableaux suivants :

TABLEAU 9. — COMPOSITION MODALE DE QUELQUES AMPHIBOLITES  
ET GNEISS AMPHIBOLIQUES DU CANIGOUE ET DU MASSIF DE CARANÇA

|                                | a     | b     | c     | d    | e     | f     | g     | h    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
| Amphibole .....                | 5,4   | 24,5  | 29,0  | 36,0 | 60,0  | 66,0  | 67,4  | 81,7 |
| Plagioclase (saussurite) ..... | 81,4  | 54,6  | 34,0  | 37,4 | 6,7   | 16,2  | 16,8  | 1,0  |
| Quartz .....                   | 1,7   | 13,8  | 20,1  | 6,7  |       | 0,8   | 0,5   | —    |
| Épidote et clinozoïsite .....  | 2,2   | 5,0   | 15,7  | 7,2  | 7,5   | 2,8   | 8,0   | 6,1  |
| Biotite et pennine .....       | —     | 2,0   | 0,3   | 6,7  | —     | 10,9  | —     | —    |
| Prochlorite .....              | —     | —     | —     | —    | 8,0   | —     | 3,0   | 4,1  |
| Muscovite .....                | —     | —     | —     | —    | 4,2   | —     | —     | 2,0  |
| Clinopyroxène .....            | 3,9   | —     | —     | —    | —     | —     | —     | —    |
| Sphène .....                   | 5,4   | 0,6   | 0,3   | 5,8  | —     | 2,8   | —     | —    |
| Minéraux opaques .....         | 0,2   |       | 0,8   | —    | —     | 1,0   | 0,9   | 4,4  |
| Grenat .....                   | —     | —     | —     | —    | 12,7  | —     | —     | —    |
|                                | 100,2 | 100,5 | 100,2 | 99,8 | 100,1 | 100,4 | 100,1 | 99,9 |

NOTA.

a : intercalation dans les gneiss G<sub>3</sub>, route de Py à Mantet. — b : intercalation dans les orthogneiss G<sub>2</sub>, nord de Py. — c : intercalation dans les micaschistes (zone de la sillimanite), Mantet. — d : intercalation dans les gneiss G<sub>1</sub>, pic de Sept-Hommes. — e : trouvé en galet roulé dans les gorges du Cadi à Castell. — f : intercalation dans les gneiss G<sub>1</sub> pic de Sept-Hommes. — g : au contact des gneiss G<sub>1</sub> et des micaschistes de Balatg, nord-ouest de Leca, — h : idem.

Remarques : dans c la forte quantité d'épidote est due à la présence d'amygdales à remplissage d'épidote. Dans e et h la muscovite est d'origine secondaire.

D'une manière générale, les amphibolites, susceptibles de former de puissantes séries, ont une grande importance dans la pétrologie des roches métamorphiques. Les roches basiques sont en effet très sensibles aux effets du métamorphisme progressif (J.D.H. Wiseman, 1934; F. Shido, 1958; A. Miyashiro, 1958) et P. Eskola, (1939) a largement utilisé les roches basiques métamorphiques dans la définition même des principaux faciès minéralogiques. Leur étude apporte aussi d'utiles renseignements sur le type du métamorphisme (F. Shido, 1958). Dans l'ensemble, la région est peu propice à l'utilisation systématique des amphibolites comme indicateur du degré de métamorphisme étant donné la nature essen-

tiellement silico-alumineuse des terrains métamorphiques dans les massifs du Canigou et de la Carança. La rareté des affleurements entraîne des lacunes dans la suite des termes successifs de la transformation progressive des roches basiques, et le petit nombre d'observations ne permet pas dans certains cas, d'aboutir à une certitude. Un autre facteur, qui influe fâcheusement sur l'utilisation pétrogénétique des amphibolites dans la région étudiée, est qu'elles sont souvent rétomorphosées, probablement sous l'effet des solutions post magmatiques issues des zones granitiques. Enfin, les amphibolites de cette région ont généralement un grain fin (0,05 à 3 mm) qui rend malaisée, ou imparfaite, la séparation

TABLEAU 10

## COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS AMPHIBOLIQUES

|                                      | 43    | 44     | 45    | 46     | 47    | 48    | 49     | 50     | 51     | 52     | 53     | 54     | 55     |
|--------------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 44,50 | 47,05  | 47,60 | 47,90  | 48,60 | 48,75 | 52,50  | 53,30  | 54,10  | 57,90  | 58,45  | 64,50  | 66,60  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 13,40 | 18,15  | 15,90 | 16,40  | 11,60 | 12,10 | 12,65  | 17,20  | 14,40  | 14,40  | 14,30  | 14,60  | 9,30   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 6,85  | 3,40   | 1,90  | 2,05   | 2,70  | 4,40  | 3,45   | 2,25   | 3,90   | 0,35   | 2,90   | 0,30   | 2,30   |
| FeO .....                            | 7,60  | 6,40   | 8,40  | 8,50   | 12,50 | 14,20 | 6,65   | 6,15   | 8,40   | 8,15   | 5,95   | 8,20   | 9,70   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1,70  | 1,40   | 1,65  | 1,50   | 1,00  | 0,40  | 1,60   | 1,10   | 1,75   | 0,90   | 0,70   | 0,70   | 0,25   |
| MnO .....                            | 0,00  | 0,20   | 0,20  | 0,20   | 0,50  | 0,40  | 0,15   | 0,20   | 0,20   | 0,25   | 0,00   | 0,15   | 0,45   |
| MgO .....                            | 9,30  | 8,00   | 7,60  | 7,70   | 6,90  | 7,35  | 8,90   | 5,80   | 4,55   | 5,55   | 2,50   | 1,85   | 2,30   |
| CaO .....                            | 6,55  | 9,70   | 11,20 | 8,80   | 11,20 | 8,85  | 7,75   | 7,95   | 9,50   | 5,65   | 9,60   | 3,50   | 6,20   |
| Na <sub>2</sub> O .....              | 2,25  | 1,30   | 2,00  | 1,50   | 2,05  | 0,80  | 4,60   | 3,35   | 1,80   | 3,00   | 0,80   | 3,10   | 1,30   |
| K <sub>2</sub> O .....               | 1,50  | 1,30   | 1,20  | 2,00   | 1,55  | 0,45  | 0,55   | 2,05   | 0,55   | 2,85   | 1,35   | 2,05   | 0,95   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,70  | 0,40   | 0,50  | 0,40   | 0,15  | 0,65  | 0,35   | 0,25   | 0,35   | 0,10   | 0,20   | 0,20   | 0,00   |
| H <sub>2</sub> O + .....             | 3,20  | 2,75   | 1,05  | 3,15   | 1,05  | 1,40  | 1,00   | 0,70   | 0,65   | 1,15   | 3,65   | 1,45   | 0,90   |
| H <sub>2</sub> O - .....             | 0,40  | 0,10   | 0,05  | -      | -     | 0,05  | -      | 0,20   | -      | -      | -      | -      | -      |
| CO <sub>2</sub> .....                | -     | -      | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -      | 0,50   | -      | -      |
|                                      | 99,45 | 100,15 | 99,25 | 100,10 | 99,80 | 99,80 | 100,15 | 100,50 | 100,15 | 100,25 | 100,30 | 100,60 | 100,25 |
| Si .....                             | 44,10 | 45,05  | 45,15 | 46,10  | 46,60 | 47,65 | 48,45  | 49,40  | 52,05  | 54,25  | 58,20  | 61,60  | 65,45  |
| Al .....                             | 15,65 | 20,45  | 17,75 | 18,55  | 13,10 | 13,90 | 13,75  | 18,75  | 16,30  | 15,85  | 16,75  | 16,40  | 10,75  |
| Fe <sub>3</sub> .....                | 5,10  | 2,45   | 1,35  | 1,50   | 1,95  | 3,20  | 2,40   | 1,55   | 2,80   | 0,25   | 2,15   | 0,20   | 1,70   |
| Fe <sub>2</sub> .....                | 6,30  | 5,10   | 6,65  | 6,80   | 10,00 | 11,55 | 5,10   | 4,75   | 6,75   | 6,35   | 4,95   | 6,50   | 7,95   |
| Ti .....                             | 1,25  | 1,00   | 1,15  | 1,10   | 0,70  | 0,30  | 1,10   | 0,75   | 1,25   | 0,65   | 0,50   | 0,50   | 0,20   |
| Mn .....                             | 0,00  | 0,15   | 0,15  | 0,15   | 0,40  | 0,35  | 0,10   | 0,15   | 0,15   | 0,20   | 0,00   | 0,10   | 0,35   |
| Mg .....                             | 13,85 | 11,50  | 10,80 | 11,10  | 9,90  | 10,80 | 12,30  | 8,05   | 6,55   | 7,80   | 3,75   | 2,65   | 3,40   |
| Ca .....                             | 6,95  | 9,95   | 11,40 | 9,05   | 11,50 | 9,25  | 7,65   | 7,90   | 9,80   | 5,65   | 10,25  | 3,60   | 6,50   |
| Na .....                             | 4,30  | 2,40   | 3,65  | 2,80   | 3,80  | 2,10  | 8,20   | 6,00   | 3,35   | 5,45   | 1,55   | 5,75   | 2,45   |
| K .....                              | 1,90  | 1,60   | 1,45  | 2,45   | 1,90  | 0,55  | 0,65   | 2,40   | 0,65   | 3,40   | 1,70   | 2,50   | 1,20   |
| P .....                              | 0,60  | 0,30   | 0,40  | 0,30   | 0,10  | 0,30  | 0,25   | 0,20   | 0,30   | 0,05   | 0,15   | 0,15   | 0,00   |
| C .....                              | -     | -      | -     | -      | -     | -     | -      | -      | -      | -      | 0,65   | -      | -      |
| <i>si</i> .....                      | 102,4 | 108,9  | 108,1 | 113,7  | 108,0 | 110,4 | 124,6  | 137,15 | 143,66 | 166,20 | 187,28 | 242,5  | 241,19 |
| <i>al</i> .....                      | 18,1  | 24,7   | 21,2  | 22,9   | 15,2  | 16,1  | 17,7   | 26,03  | 22,49  | 24,31  | 26,95  | 32,3   | 19,81  |
| <i>fm</i> .....                      | 58,5  | 46,4   | 45,4  | 48,3   | 51,6  | 60,00 | 51,3   | 40,35  | 44,93  | 44,75  | 34,86  | 37,4   | 49,39  |
| <i>c</i> .....                       | 16,14 | 24,05  | 27,24 | 22,37  | 26,66 | 21,46 | 19,70  | 21,91  | 27,03  | 17,37  | 32,95  | 14,1   | 24,05  |
| <i>alc</i> .....                     | 7,2   | 4,8    | 6,1   | 6,5    | 6,6   | 2,4   | 11,4   | 11,70  | 5,55   | 13,55  | 5,24   | 16,2   | 6,75   |
| <i>ti</i> .....                      | 2,93  | 2,43   | 2,80  | 2,66   | 1,66  | 0,67  | 2,84   | 2,12   | 3,48   | 1,93   | 1,68   | 1,97   | 0,67   |
| <i>p</i> .....                       | 0,7   | 0,4    | 0,5   | 0,4    | 0,1   | 0,6   | 0,4    | 0,27   | 0,39   | 0,12   | 0,27   | 0,31   | 0,00   |
| <i>k</i> .....                       | 0,3   | 0,4    | 0,3   | 0,5    | 0,3   | 0,3   | 0,1    | 0,28   | 0,16   | 0,38   | 0,52   | 0,30   | 0,32   |
| <i>mg</i> .....                      | 0,54  | 0,59   | 0,57  | 0,56   | 0,44  | 0,41  | 0,61   | 0,55   | 0,40   | 0,53   | 0,34   | 0,27   | 0,25   |

TABLEAU 10  
COMPOSITION CHIMIQUE DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS AMPHIBOLIQUES (suite)

|                       | 43   | 44   | 45   | 46   | 47   | 48   | 49   | 50   | 51    | 52   | 53   | 54   | 55   |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Quartz . . . . .      | -    | 0,9  | -    | -    | -    | 6,4  | -    | -    | 14,20 | 5,4  | 24,7 | 22,6 | 34,3 |
| Orthose . . . . .     | 8,9  | 7,7  | 7,1  | 11,8 | 9,2  | 2,7  | 3,3  | 12,1 | 3,3   | 16,8 | 8,0  | 12,1 | 5,6  |
| Albite . . . . .      | 19,0 | 11,0 | 16,9 | 12,7 | 17,3 | 6,8  | 38,9 | 28,3 | 15,2  | 25,3 | 6,8  | 26,2 | 11,0 |
| Anorthite . . . . .   | 22,0 | 39,8 | 30,8 | 32,1 | 17,8 | 28,1 | 12,2 | 27,8 | 29,5  | 17,3 | 31,4 | 16,2 | 16,7 |
| Diopside . . . . .    | 5,0  | 4,8  | 17,8 | 7,5  | 30,6 | 10,0 | 19,3 | 9,9  | 12,8  | 8,3  | 12,5 | -    | 12,0 |
| Hypersthène . . . . . | 22,5 | 24,7 | 9,9  | 22,9 | 5,4  | 35,8 | 8,2  | 17,3 | 14,7  | 23,4 | 7,3  | 18,5 | 15,9 |
| Olivine . . . . .     | 0,5  | -    | 8,7  | 3,2  | 12,2 | -    | 8,5  | 0,3  | -     | -    | -    | -    | -    |
| Magnétite . . . . .   | 9,9  | 4,9  | 2,7  | 3,0  | 3,9  | 6,4  | 5,0  | 3,2  | 5,6   | 0,5  | 4,2  | 0,4  | 3,3  |
| Ilménite . . . . .    | 3,2  | 2,7  | 3,1  | 2,8  | 1,9  | 0,8  | 3,0  | 2,1  | 3,3   | 1,7  | 1,3  | 1,3  | 0,5  |
| Apatite . . . . .     | 1,5  | 0,9  | 1,1  | 0,9  | 0,3  | 1,4  | 0,8  | 0,5  | 0,8   | 0,2  | 0,4  | 0,4  | -    |
| Pyrite . . . . .      | 2,8  | -    | -    | -    | -    | -    | -    | -    | -     | -    | -    | -    | -    |
| Corindon . . . . .    | -    | -    | -    | -    | -    | -    | -    | -    | -     | -    | -    | 1,3  | -    |

## NOTA.

43. Orthoamphibolite en partie rétrotransformée, bords de La Preste : hornblende-actinote-plagioclase-albite-clinozoïsite-prochlorite-muscovite-sphène-minéraux opaques.
44. Orthoamphibolite amygdalaire, ravin du Riuferrer, Leca : hornblende-plagioclase zoné : 30 % An centre, 55 % An périphérie-épidote-prochlorite-minéraux opaques abondants - quartz rare surtout en gouttes dans le plagioclase (analyse modale *g* du tableau 9).
45. Orthoamphibolite, ravin du Riuferrer, Leca : hornblende-plagioclase zoné : 33 % An centre, 55 % An périphérie-épidote-prochlorite-minéraux opaques abondants-muscovite probablement hétérogène (analyse modale *h* du tableau 9).
46. Amphibolite, pic de Sept-Hommes : hornblende - plagioclase zoné : centre 33 % An et 72 % An périphérie - biotite - sphène - minéraux opaques - épidote et séricite secondaire - quartz rare (analyse modale *f* du tableau 9). Origine ortho très probable.
47. Amphibolite, pic Barbet : hornblende - actinote - plagioclase 30 % An - sphène - biotite - épidote et muscovite secondaires - apatite.
48. Orthoamphibolite, gorges du Cadi, Castell : hornblende - trémolite - grenat - plagioclase 80 % An - quartz - prochlorite - minéraux opaques - clinozoïsite, muscovite et pennine secondaire (analyse modale *e* du tableau 9).
49. Orthoamphibolite, col de la Croix-de-Fer près Amélie-les-Bains (voir description ci-dessous).
50. Orthoamphibolite, Serrabonne près Taurinya : hornblende - plagioclase 33 à 45 % An à zonation normale (probablement ancien plagioclase) - sphène abondant - biotite - allanite - quartz - rutile - clinozoïsite.
51. Amphibolite, château au nord de Montferrer : hornblende - actinote - plagioclase à 50-55 % An - biotite - quartz - minéraux opaques abondants. Origine ortho probable (ancien tuf), clinozoïsite et séricite secondaires.
52. Amphibolite rubanée, versant est du pic de Casemi : hornblende - plagioclase zoné : centre 30 % An, périphérie 45 % An - biotite - quartz - grenat rare - sphène - séricite et épidote secondaires.
53. Gneiss amphibolique, versant est du pic de Tres Estelles près Py : hornblende - plagioclase zoné : centre 20 % An, périphérie 28 % An - quartz abondant - biotite - sphène avec centre d'ilménite - épidote - apatite - zircon (analyse modale *b* du tableau 9). Origine ortho.
54. Gneiss amphibolique, Serrabonne près Taurinya associé à l'amphibolite n° 50, hornblende - plagioclase zoné : 27 % An centre et 23 % An périphérie - biotite - grenat - quartz - microcline rare - sphène - allanite - zircon - minéraux opaques - clinozoïsite et séricite secondaires. Origine ortho très probable.
55. Gneiss amphibolique, près du confluent des rivières du Cadi et de la Llipodera : hornblende - plagioclase - quartz abondant - grenat - biotite.

## Position zonéographique des échantillons.

- 43 subfaciès cordiérite - muscovite - chlorite - almandin. 44 subfaciès andalousite - biotite - almandin. 45, *idem*. 46, *idem*. 47, *idem*. 48, non déterminé (échantillon non en place). 49, subfaciès biotite - muscovite. 50, subfaciès sillimanite - almandin - muscovite. 51, subfaciès andalousite - muscovite - biotite - chlorite. 52, subfaciès andalousite - almandin - biotite. 53, *idem*. 54, subfaciès sillimanite - almandin - muscovite. 55, *idem*.



### III. COMPOSITION DES AMPHIBOLES, DES PLAGIOCLASES ET DU GRENAT

Les amphiboles et les plagioclases étant les minéraux constitutifs principaux des amphibolites et des gneiss amphiboliques, on s'est efforcé d'en préciser la composition chimique. De même, pour le grenat, qui est un minéral accessoire mais d'une signification pétrologique importante. Dans la mesure du possible, nous avons séparé les minéraux, afin d'obtenir une analyse chimique complète. Cependant, dans quelques cas, il a été nécessaire de recourir au dosage par le microanalyseur de Castaing, spécialement pour le grenat, qui est généralement de petites dimensions.

#### 1. Composition chimique des hornblendes.

La nature des amphiboles ne peut être connue avec certitude que par l'analyse chimique. Nous avons renoncé

à séparer l'actinote des amphibolites de la zone de la biotite. Par contre, huit hornblendes d'amphibolites des zones de l'andalousite et de la sillimanite ont été séparées suivant le procédé décrit par W. A. Watters (1959) et analysées. Trois hornblendes ont été étudiées au microanalyseur par M. Bahezre. Les résultats sont consignés dans le tableau 11 ci-dessous.

Tableau 11. — Composition chimique des hornblendes des zones de l'andalousite et de la sillimanite et formules structurales calculées sur une base hydratée de 24 (0,0 H) et sur une base anhydre de 23 O. Les analyses 33, 34 et 35 sont des analyses partielles au microanalyseur.

TABLEAU 11. — COMPOSITION CHIMIQUE DES HORNBLENDES DES AMPHIBOLITES

|                                      | 25    | 26     | 27    | 28    | 29    | 30     | 31     | 32     | 33    | 34    | 35    |
|--------------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 51,00 | 41,60  | 44,00 | 43,30 | 48,80 | 47,85  | 47,70  | 40,15  | 44,10 | 40,00 | 40,30 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 10,00 | 16,05  | 11,40 | 11,50 | 7,10  | 12,25  | 12,00  | 10,20  | 13,70 | 11,90 | 9,30  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,00  | 2,10   | 4,25  | 3,70  | 1,60  | 0,50   | 5,00   | 3,40   | -     | -     | -     |
| FeO .....                            | 5,40  | 14,80  | 18,00 | 18,80 | 13,85 | 12,50  | 8,70   | 20,90  | 16,15 | 29,30 | 29,10 |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,30  | 1,00   | 1,45  | 0,70  | 0,70  | 1,15   | 0,80   | 2,80   | 0,40  | 1,30  | 1,40  |
| MnO .....                            | 0,40  | 0,40   | 0,25  | 0,70  | 0,60  | 0,20   | 0,40   | 0,25   | 0,15  | 0,70  | 1,10  |
| CaO .....                            | 13,25 | 12,40  | 11,40 | 11,00 | 11,90 | 11,50  | 12,00  | 10,05  | 11,70 | 11,65 | 11,05 |
| MgO .....                            | 17,40 | 8,40   | 6,30  | 7,10  | 12,25 | 12,00  | 11,70  | 8,55   | 12,40 | 2,05  | 3,30  |
| Na <sub>2</sub> O .....              | 1,00  | 1,70   | 1,55  | 1,25  | 1,00  | 1,05   | 1,20   | 1,75   | -     | -     | -     |
| K <sub>2</sub> O .....               | 0,30  | 0,50   | 0,25  | 1,15  | 0,65  | 0,30   | 0,30   | 0,45   | -     | 1,70  | 1,00  |
| H <sub>2</sub> O + .....             | 0,90  | 1,10   | 0,80  | 0,70  | 1,50  | 0,90   | 0,70   | 1,50   | -     | -     | -     |
| H <sub>2</sub> O - .....             | 0,00  | 0,05   | 0,10  | 0,05  | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,05   | -     | -     | -     |
|                                      | 99,95 | 100,10 | 99,75 | 99,95 | 99,95 | 100,50 | 100,50 | 100,05 | 98,60 | 98,60 | 96,55 |
| Si .....                             | 7,21  | 6,25   | 6,72  | 6,70  | 7,02  | 6,97   | 6,93   | 6,23   | -     | -     | -     |
| [Al] <sup>4</sup> .....              | 0,79  | 1,75   | 1,28  | 1,30  | 0,98  | 1,03   | 1,07   | 1,77   | -     | -     | -     |
| [Al] <sup>6</sup> .....              | 0,88  | 1,09   | 0,77  | 0,80  | 0,25  | 1,07   | 0,98   | 0,10   | -     | -     | -     |
| Fe <sup>III</sup> .....              | 0,00  | 0,24   | 0,49  | 0,43  | 0,18  | 0,05   | 0,55   | 0,40   | -     | -     | -     |
| Fe <sup>II</sup> .....               | 0,64  | 1,86   | 2,29  | 2,43  | 1,71  | 1,52   | 1,06   | 2,68   | -     | -     | -     |
| Ti .....                             | 0,03  | 0,11   | 0,16  | 0,08  | 0,08  | 0,13   | 0,09   | 0,32   | -     | -     | -     |
| Mn .....                             | 0,05  | 0,05   | 0,03  | 0,09  | 0,07  | 0,02   | 0,05   | 0,03   | -     | -     | -     |
| Mg .....                             | 3,70  | 1,90   | 1,56  | 1,65  | 2,72  | 2,63   | 2,55   | 1,97   | -     | -     | -     |
| Ca .....                             | 2,01  | 2,00   | 1,87  | 1,83  | 1,88  | 1,80   | 1,87   | 1,67   | -     | -     | -     |
| Na .....                             | 0,29  | 0,50   | 0,46  | 0,37  | 0,28  | 0,29   | 0,34   | 0,53   | -     | -     | -     |
| K .....                              | 0,05  | 0,09   | 0,05  | 0,23  | 0,12  | 0,06   | 0,06   | 0,09   | -     | -     | -     |
| (OH) .....                           | 0,81  | 1,10   | 0,82  | 0,72  | 1,48  | 0,88   | 0,68   | 1,55   | -     | -     | -     |

TABLEAU 11. — COMPOSITION CHIMIQUE DES HORNBLENDES DES AMPHIBOLITES (*suite*)

|                            | 25   | 26   | 27   | 28   | 29   | 30   | 31   | 32   | 33   | 34   | 35   |
|----------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si .....                   | 7,04 | 6,13 | 6,55 | 6,52 | 7,12 | 6,80 | 6,74 | 6,17 | —    | —    | —    |
| [Al <sup>4</sup> ] .....   | 0,96 | 1,87 | 1,45 | 1,48 | 0,88 | 1,20 | 1,26 | 1,83 | —    | —    | —    |
| [Al <sup>6</sup> ] .....   | 0,67 | 0,92 | 0,56 | 0,56 | 0,34 | 0,85 | 0,63 | 0,02 | —    | —    | —    |
| Fe <sub>3</sub> .....      | 0,00 | 0,23 | 0,48 | 0,42 | 0,17 | 0,05 | 0,53 | 0,39 | —    | —    | —    |
| Fe <sub>2</sub> .....      | 0,62 | 1,82 | 2,24 | 2,36 | 1,69 | 1,48 | 1,03 | 2,68 | —    | —    | —    |
| Ti .....                   | 0,03 | 0,11 | 0,16 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,32 | —    | —    | —    |
| Mn .....                   | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,09 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | —    | —    | —    |
| Mg .....                   | 3,61 | 1,86 | 1,52 | 1,60 | 2,66 | 2,56 | 2,48 | 1,97 | —    | —    | —    |
| Ca .....                   | 1,96 | 1,96 | 1,82 | 1,77 | 1,86 | 1,75 | 1,82 | 1,66 | —    | —    | —    |
| Na .....                   | 0,28 | 0,49 | 0,45 | 0,36 | 0,28 | 0,29 | 0,33 | 0,52 | —    | —    | —    |
| K .....                    | 0,05 | 0,09 | 0,05 | 0,22 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | —    | —    | —    |
| $\frac{Mg}{Mg + Fe}$ ..... | 0,75 | 0,48 | 0,36 | 0,37 | 0,59 | 0,62 | 0,61 | 0,39 | 0,55 | 0,11 | 0,17 |

## NOTA.

25. Hornblende : np = quasi incolore, ng = vert pâle, à teinte légèrement brunâtre; ng  $\Lambda$  c = 15-17°; 2 V = - 80°, macle h<sub>1</sub>, ng = 1,650. Amphibolite de la Serre de Roc Nègre (Velmana) : hornblende - plagioclase zoné : 30 % An centre, 57 % An périphérie - biotite - prochlorite - sphène avec ilménite résiduelle - quartz - apatite - zircon. Position zonéographique de la roche : subfaciès andalousite - almandin - biotite.
26. Hornblende : np = vert pâle, ng = vert bleuté; ng  $\Lambda$  c = 18°; 2 V = - 70°, macle h<sub>1</sub>; ng = 1,680. Amphibolite : hornblende - plagioclase An = 34 % - quartz - sphène - minéraux opaques. Clinzoïsité et séricite hystérogènes. Versant sud de la Serre de Roc Nègre (Leca). Subfaciès andalousite - biotite - almandin.
27. Hornblende : np = jaune pâle, ng = vert bleuté, ng  $\Lambda$  c = 17°; 2 V = - 70°; ng = 1,682 (voir analyse de roche n° 53).
28. Hornblende : np = jaune pâle, ng = vert bleuté pâle; ng  $\Lambda$  c = 18°; 2 V = - 70°; ng = 1,680 (voir analyse de roche n° 47).
29. Hornblende : np = jaune pâle, ng = vert; ng  $\Lambda$  c = 20°; 2 V = - 75°; ng = 1,665 (voir analyse de roche n° 52).
30. Hornblende : np = jaune très pâle à incolore, ng = vert pâle; ng  $\Lambda$  c = 17°; 2 V = - 80°; macle h<sub>1</sub>; ng = 1,664 (voir analyse de roche n° 45).
31. Hornblende : np = quasi incolore; ng = vert pâle; ng  $\Lambda$  c = 18°; 2 V = - 80°, ng = 1,665 (voir analyse de roche n° 44).
32. Hornblende : np = vert jaune pâle, ng = vert brunâtre; ng  $\Lambda$  c = 24°; 2 V = - 60°, ng = 1,682; nord du mas de la Lum près Batère. Amphibolite avec hornblende - plagioclase zoné : 23 % An centre, 28 % An périphérie - biotite - sphène - minéraux opaques. Chlorite et séricite hystérogènes. Zone de la sillimanite.
33. Hornblende : np = jaune pâle, ng = vert bleuté; ng  $\Lambda$  c = 17°; 2 V = - 77°; ng = 1,676 (voir analyse de roche n° 48).
34. Hornblende hastingsitique : np = jaune pâle, ng = vert bleuté foncé; ng  $\Lambda$  c = 15°; 2 V = - 30 à - 40° (voir analyse de roche n° 54). ng = 1,710.
35. Hornblende hastingsitique : np = vert jaunâtre, ng = vert foncé vif, ng  $\Lambda$  c = 14°; 2 V = - 30 à - 40°. Gneiss amphibolique avec hornblende - plagioclase An 5 à 10 % - quartz - biotite verte - sphène - épidote - minéral opaque - allanite. Près du pic de Casemi de Dalt (zone de la sillimanite); ng = 1,708.

La position des huit premiers échantillons, au sein du groupe des amphiboles, se lit sur les figures 35 et 36 empruntées à W. A. Deer, R. A. Howie et J. Sussmann (1963). Ces amphiboles tombent dans le domaine de la *hornblende commune*, sauf l'analyse n° 26 qui est celle d'une *hornblende tschermakitique*. L'analyse n° 33 est probablement celle d'une hornblende commune.

Quant aux analyses 34 et 35, il s'agit de hornblendes extrêmement ferrifères, caractérisées par une faible valeur de 2 V, qui sont probablement des *ferrohastingsites*. Il n'a pas été possible de doser le sodium au microanalyseur, mais la teneur assez élevée en K<sub>2</sub>O des analyses 34 et 35 laisse à penser que la teneur en alcalins est plutôt élevée.

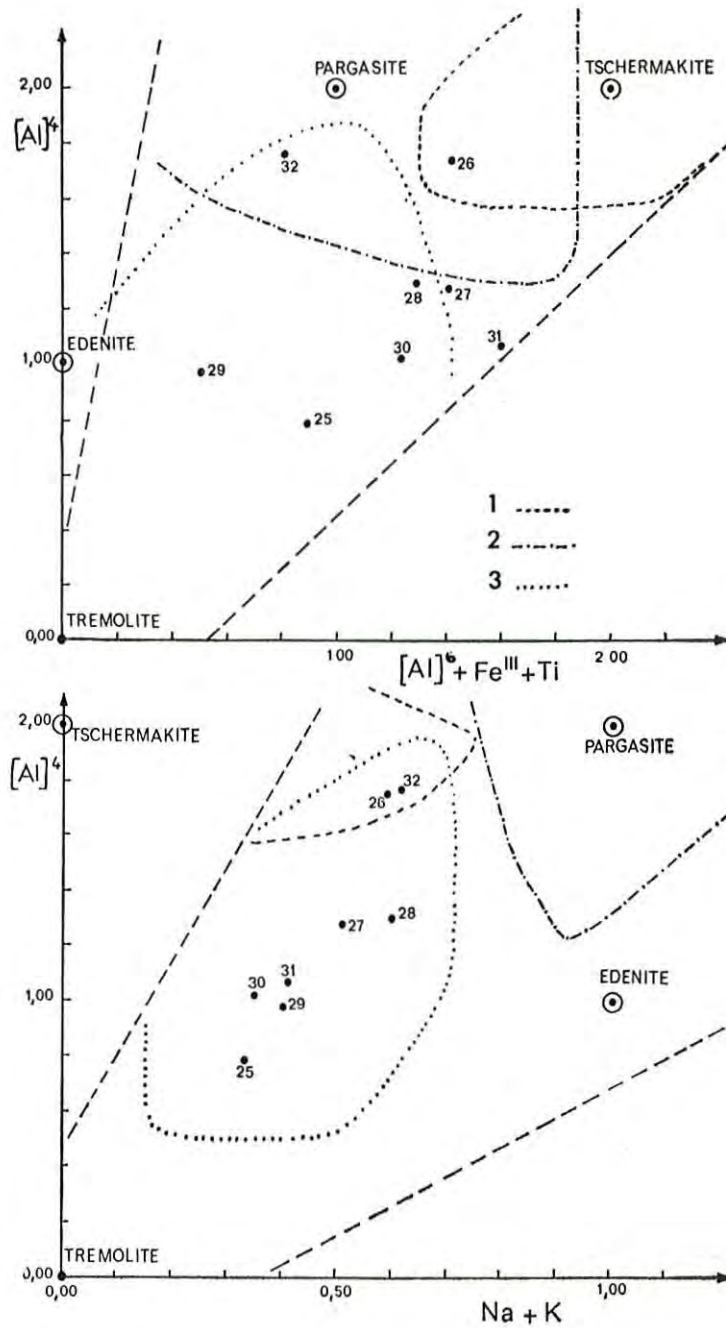


FIG. 35-36

Classification chimique des hornblendes des amphibolites du Canigou. Les compositions sont reportées sur les diagrammes de DEER, HOWIE et SUSSMANN (1963).

1 = domaine de la tschermakite; 2 = domaine de la pargasite;  
3 = domaine de la hornblende commune.

Le tableau 12 donne la composition molaire des hornblendes du Canigou complètement analysées, en adoptant comme mode de calcul la méthode de F. Shido (1958). A partir de la formule de la *trémolite* :  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  (tr), diverses substitutions sont pos-

sibles, à l'aide de termes extrêmes, dont on calcule les fractions molaires en solution solide dans une amphibole réelle. Les termes extrêmes utilisés par F. Shido, et les substitutions qu'ils peuvent produire, sont indiqués ci-dessous :

|   |  |                         |
|---|--|-------------------------|
| $\text{Mg, Si}_2 \rightarrow \text{Ti, Al}_2$ | $\text{Ca}_2\text{MgTi}_4\text{Al}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$          | titanoamphibole-(tiam)  |
| $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$             | $\text{Mg}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$            | cummingtonite-(cum)     |
| $\text{Si}_2 \rightarrow \text{Ca, Al}_2$     | $\text{Ca}_4\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Al}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | édénite calcique (cé)   |
| $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}_2$           | $\text{Na}_2\text{Na}_2\text{Mg}_5\text{Al}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | trémolite sodique (st') |
| $\text{Si} \rightarrow \text{Na, Al}$         | $\text{Na}_8\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Al}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | édénite (ed')           |
| $\text{Ca, Mg} \rightarrow \text{Na, Al}$     | $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | glaucophane (gl)        |
| $\text{Mg, Si} \rightarrow \text{Al}_2$       | $\text{Ca}_2\text{Al}_5\text{Al}_5\text{Si}_3\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | tschermakite (ts')      |

Les termes extrêmes marqués « prime » sont purement théoriques et ne sont pas conformes à la structure des amphiboles. Les molécules naturelles correspondantes sont en effet :

|  |                  |
|--|------------------|
| $\text{CaCa}_2\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | édénite calcique |
| $\text{NaNaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$                   | richtérite       |
| $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$          | édénite          |
| $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$   | tschermakite     |

TABLEAU 12. — COMPOSITION MOLÉCULAIRE DES HORNBLENDES, CALCULÉE SUIVANT LA MÉTHODE DE F. SHIDO (1958) POUR UN TOTAL DE MOLÉCULES ÉGAL A 8,00

|           | 26   | 27   | 28   | 29   | 30   | 31 | 32   |
|-----------|------|------|------|------|------|----|------|
| Tiam..... | 0,22 | 0,32 | 0,16 | 0,15 | 0,25 | -  | 0,64 |
| Cum.....  | -    | -    | 0,43 | 0,16 | 0,39 | -  | 1,69 |
| Ce'.....  | -    | -    | -    | -    | -    | -  | 0,16 |
| St'.....  | 0,16 | 0,71 | 0,46 | 0,39 | 0,59 | -  | -    |
| Ed'.....  | 0,50 | 0,14 | 0,35 | 0,21 | 0,05 | -  | 0,61 |
| Gl.....   | -    | -    | -    | -    | -    | -  | -    |
| Ts'.....  | 1,84 | 1,61 | 1,56 | 0,85 | 1,45 | -  | 0,66 |
| Tr.....   | 5,28 | 5,21 | 5,04 | 6,26 | 5,27 | -  | 4,23 |
|           | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | -  | 7,99 |

NOTA :

Les analyses chimiques 27 et 31 ne peuvent pas être recalculées suivant la méthode de F. SHIDO, car un déficit de  $[\text{Al}]^4$  empêche la formation de tschermakite. Pour l'analyse 27, ce déficit est si minime, qu'une très légère modification permet tout de même de faire le calcul.

## 2. Composition du plagioclase.

a. DANS LA ZONE DE LA BIOTITE, le plagioclase des amphibolites est de l'albite qui se présente sous deux aspects : albite à macles polysynthétiques assez rares — c'est l'albite métamorphique — et albite à macles complexes de l'amphibolite du col de la Croix-de-Fer, qui s'explique vraisemblablement par l'origine magmatique de la roche originelle (cf. ci-dessous). On ne possède pas de données sur la composition du plagioclase à la base de la zone de la biotite.

b. DANS LA ZONE DE L'ANDALOUSITE, la composition du plagioclase varie très largement et peut atteindre exceptionnellement 80 % An dans l'amphibolite à grenat n° 48 qui sera décrite ci-dessous. De plus, les plagioclases sont presque toujours zonés, macclés albite, péricline-acline et parfois Carlsbad. Dès le début de la zone de l'andalousite, le pourcentage d'anorthite atteint 55 %; à la base de la zone, ce pourcentage, qui oscille souvent entre 50 et 60 %, peut atteindre 72 %. La zonation est presque toujours de type inverse, avec une large bordure plus basique que le centre.

Ceci traduit la variation de la composition du plagioclase au cours du métamorphisme progressif. La figure 37 montre la composition de quelques plagioclases à zonation inverse. En général, il existe deux zones à limites parfois très nettes; peut être, comme le suggère A. Miyashiro (1958) existe-t-il une lacune de miscibilité pour le domaine de composition An 40 %-An 50 %, comme le montre la figure 37, dans la majeure partie de la zone de l'andalousite. Dans quelques cas, on a observé des plagioclases à zonation normale, par exemple 45 % An au centre et An 23 % à la périphérie. Ces cas pourraient s'interpréter en admettant que le centre basique représente une relique. Enfin, le plagioclase est parfois bordé d'un fin liséré albitique hystérogène.

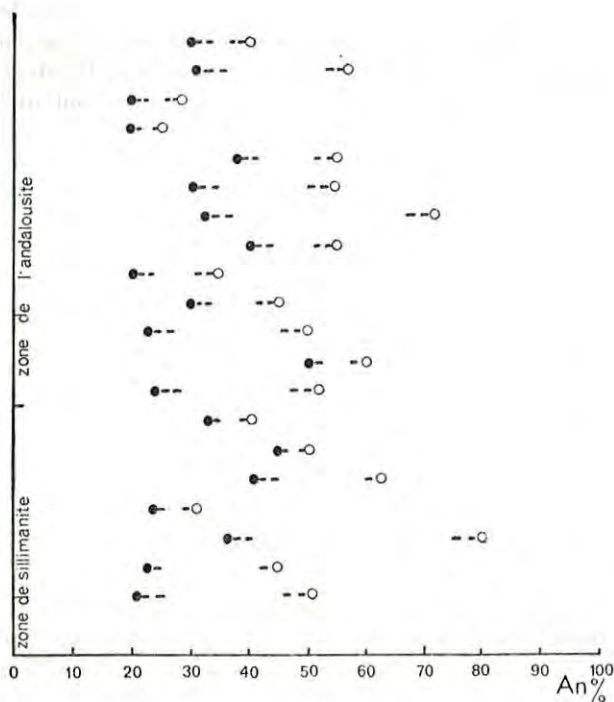


FIG. 37

Composition de quelques plagioclases zonés dans les amphibolites du Canigou estimée en pourcentage d'anorthite

Points noirs : centre des plages; points blancs : périphérie.

c. DANS LA ZONE DE LA SILLIMANITE, la composition du plagioclase est sensiblement la même que dans celle de l'andalousite, mais il est vrai que l'on dispose de peu d'échantillons. Les compositions varient de 20 à 80 % An. La zonation inverse est fréquente.

En conclusion, dès que l'isograde de l'andalousite est atteint, la basité du plagioclase des amphibolites peut prendre des valeurs très élevées, et elle est essentiellement déterminée par la composition initiale de la roche.

### 3. Composition chimique du grenat.

On rencontre parfois le grenat dans les amphibolites ou les gneiss amphiboliques du Canigou. Quelques compositions chimiques sont données dans le tableau 13.

TABLEAU 13

#### COMPOSITION CHIMIQUE DES GRENATS DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS AMPHIBOLIQUES

|                                      | 36     | 37     | 38     |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 37,00  | 36,80  | 38,30  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 19,40  | 20,80  | 19,65  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 3,10   | -      | -      |
| FeO .....                            | 19,50  | 29,00  | 26,40  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | tr     | 0,15   | 0,15   |
| MnO .....                            | 5,40   | 3,25   | 6,95   |
| MgO .....                            | 3,90   | 2,15   | 0,50   |
| CaO .....                            | 11,70  | 8,40   | 8,10   |
| Na <sub>2</sub> O .....              | < 0,05 | -      | -      |
| K <sub>2</sub> O .....               | < 0,05 | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O + .....             | -      | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O - .....             | tr     | -      | -      |
|                                      | 100,10 | 100,55 | 100,05 |
| Alm. ....                            | 41,6   | -      | -      |
| And. ....                            | 8,9    | -      | -      |
| Gros. ....                           | 23,0   | -      | -      |
| Pyr. ....                            | 15,0   | -      | -      |
| Spes. ....                           | 11,6   | -      | -      |

## NOTA.

- 36, grenat dans un gneiss amphibolique (voir analyse de roche n° 55) zone de la sillimanite.  
 37, grenat dans une amphibolite (voir analyse de roche n° 48) zone non déterminée (échantillon non en place), mais le grenat est associé à la hornblende vert bleuté analyse n° 33.  
 38, grenat dans un gneiss amphibolique (voir analyse de roche n° 54) [zone de la sillimanite]. Le grenat est associé à la hornblende (analyse n° 34). Les analyses n°s 37 et 38 ont été effectuées par M. Bahezre au microanalyseur. Le fer y est entièrement recalculé à l'état ferreux.

#### IV. LES ASSOCIATIONS MINÉRALES DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS AMPHIBOLIQUES

Pour les raisons exposées ci-dessus, les amphibolites de la région étudiée ne permettent pas de réaliser une étude zonéographique aussi complète et détaillée que celle à laquelle on peut parvenir par l'étude des micaschistes et des roches de nature pélitique. On définira assez brièvement les caractères pétrographiques de ces roches par l'étude de leurs associations minérales dans les trois zones principales définies au moyen des roches d'origine pélitique : la zone de la biotite, la zone de la cordiérite et de l'andalousite, la zone de la sillimanite.

##### 1. Zone de la biotite.

Dans cette zone il existe deux affleurements d'amphibolites assez remarquables situés dans l'enveloppe paléozoïque du Canigou, dont voici une brève description.

*a.* AMPHIBOLITE DU COL DE LA CROIX-DE-FER AU NORD-OUEST D'AMÉLIE-LES-BAINS. C'est une amphibolite généralement rubanée, ou à petites lentilles leucocrates riches en plagioclase; les rubans sont faits de l'alternance de parties riches en amphibole et en chlorite et de parties plagioclasiques. Cette formation, encaissée dans les micaschistes, se poursuit sur quelques centaines de mètres, avec une épaisseur de quelques mètres. La paragenèse est :

1 : Actinote - albite - épidote - prochlorite - biotite - sphène - minéraux opaques - quartz.

Dans un premier type, les parties sombres sont formées par un enchevêtrement d'actinote aciculaire avec  $ng = \text{vert très pâle}$ ,  $np = \text{incolore}$ ;  $ng \wedge c = 13^\circ$ ; l'amphibole, très abondante, est associée à de la prochlorite non dispersive, d'allongement négatif, et à des minéraux opaques abondants. Les parties claires renferment, en plus des minéraux précédents, de grands phénocristaux d'albite ( $An = 0$  à 7 %) parfois idiomorphes et le plus souvent œillés, que caractérisent des macles diverses : albite et albite-Carlsbad; péricline-acline, Baveno, etc. Ces phénocristaux (0,5 à 5 mm) renferment de l'actinote, de la séricite et un peu de clinozoisite. L'épidote, incolore ou colorée ( $Fe^{+3}$ ), forme de grandes plages idiomorphes isolées dans les deux parties, et se présente comme un minéral primaire. La biotite, avec  $ng = \text{brun vert à brun jaunâtre}$ , est en quantité variable. Il existe un peu de quartz en plages groupées.

On observe aussi un type non rubané, renfermant de grands phénocristaux œillés d'albite, épars dans une mésostase où de nombreux microlithes d'albite à macles complexes s'associent à l'actinote, à la chlorite, à l'épidote, à la biotite, au leucoxène. On trouve aussi de la biotite et un peu de quartz. La composition chimique de cette roche est indiquée dans le tableau 10 sous le n° 49.

*b.* AMPHIBOLITE DE LA SITJA, SUD-EST DE PRATS-DE-MOLLO. Il s'agit d'une série de petites lentilles d'environ 1 mètre d'épaisseur, intercalées dans les « gneiss granulés », en bordure du Tech. La paragenèse est :

2. Actinote - albite - chlorite - sphène - minéraux opaques - quartz - biotite.

##### 2. Zone de l'andalousite.

Une quinzaine de gisements d'amphibolites ont été découverts dans la zone de l'andalousite et dans la zone de la sillimanite; la majorité d'entre eux sont situés dans le Canigou. Les amphibolites de ces zones sont des roches sombres, parfois finement rubanées, schisteuses, avec une linéation très nette, déterminée par l'alignement des prismes d'amphiboles. Parfois, la hornblende, généralement aciculaire, forme de petits prismes courts. L'affleurement le plus remarquable est situé au nord-ouest du hameau de Leca, en Vallespir, dans le vallon du Riuferrer. Une description plus détaillée en sera donnée à propos de l'origine des amphibolites. On rencontre des associations minérales assez variées.

*a.* ZONE DE L'ANDALOUSITE. Les paragenèses observées sont les suivantes, à l'exclusion des minéraux manifestement hystérogènes.

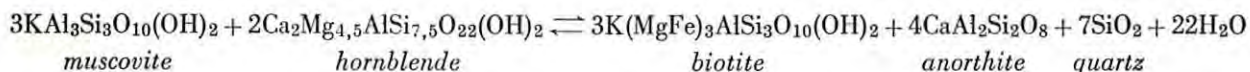
1. Hornblende - plagioclase - minéraux opaques - quartz.
2. Hornblende - plagioclase - sphène - minéraux opaques - quartz - (pic Barbet, Nord-Ouest de Leca; Serre Roc Negra).
3. Hornblende - plagioclase - biotite - minéraux opaques-quartz (Serre de Roc Negra).
4. Hornblende - plagioclase - prochlorite - minéraux opaques.
5. Hornblende - plagioclase - biotite - sphène - minéraux opaques-quartz (Serre de Roc Negra, pic de Sept-Hommes).

6. Hornblende - plagioclase - épidote - biotite - sphène - minéraux opaques-quartz (Nord de Py).
7. Hornblende - plagioclase - clinozoïsite - prochlorite - minéraux opaques-(Nord-Ouest de Leca).
8. Hornblende - plagioclase - épidote - prochlorite - minéraux opaques (Nord-Ouest de Leca).
9. Hornblende - plagioclase - épidote - biotite - prochlorite-sphène-minéraux opaques.
10. Hornblende - plagioclase - grenat - biotite - sphène - quartz (Casemi de Dalt).
11. Hornblende - plagioclase - grenat - biotite - minéraux opaques-quartz (chemin de Marillalles).
12. Hornblende - plagioclase - grenat - biotite - épidote - prochlorite-sphène- (pic de Costabonne).
13. Hornblende - plagioclase - grenat - prochlorite - quartz (rivière de Cadi).
14. Hornblende - plagioclase - clinopyroxène - sphène - quartz (route de Py à Mantet).
15. Hornblende - actinote - plagioclase - clinozoïsite - biotite-sphène-quartz (gorges de Balatg).
16. Hornblende - actinote - plagioclase - sphène - quartz (pic Barbet).
17. Hornblende - actinote - plagioclase - biotite - minéraux opaques-quartz (château de Montferrer).
18. Hornblende - microcline - plagioclase - biotite - avec ou sans grenat-quartz-sphène-allanite.

L'actinote primaire se distingue de l'actinote hystérogène, comme il sera indiqué ci-dessous.

*b. ZONE DE LA SILLIMANITE.* Les associations typomorphes sont les suivantes :

1. Hornblende - plagioclase - biotite - sphène - minéraux opaques-quartz (chemin de Marillalles).



L'association de gauche prend vraisemblablement naissance par rétomorphose sous l'effet des solutions post-magmatiques. Selon F. Shido (1958), l'épidote est stable, dans les amphibolites du métamorphisme de basse pression, jusque vers le milieu de la zone de la hornblende bleutée, qui correspond en partie à la zone de l'andalousite. D'après Wiseman (1934), la muscovite cesse d'être stable en présence de hornblende dès la zone du grenat. Enfin, la muscovite et la hornblende sont incompatibles dans la zone de l'andalousite à Orijarvi (P. Eskola, 1914). Dans quelques amphibolites

2. Hornblende - plagioclase - biotite - sphène - minéraux opaques (mas de la Lum).
3. Hornblende - plagioclase - sphène - quartz.
4. Hornblende - grenat - biotite - sphène - minéraux opaques-quartz (chemin de Marillalles).
5. Hornblende - plagioclase - grenat - biotite - microcline-quartz-sphène-allanite.

*Remarque.* — Le sphène et l'ilménite ne sont probablement pas stables simultanément dans les amphibolites mésozonales du Canigou. On trouve souvent des reliques d'ilménite au milieu des plages de sphène, qui indiquent que le sphène est le minéral titané stable dans les amphibolites mésozonales.

*c. REMARQUE SUR LES ASSOCIATIONS A ÉPIDOTE, MUSCOVITE ET CHLORITE DANS LES ZONES DE L'ANDALOUSITE ET DE LA SILLIMANITE.*

Dans ces deux zones, on observe presque toujours de l'épidote ou de la clinozoïsite dans les amphibolites et gneiss amphiboliques. En général, la clinozoïsite se forme au détriment des plagioclases ou de la hornblende, et est manifestement hystérogène. Dans quelques lames, on observe des associations à hornblende, à épidote ou clinozoïsite, et à muscovite en grandes lamelles, jusque dans la zone de la sillimanite. Au microscope, on ne peut pas établir avec certitude, sur le seul aspect de ces minéraux, leur origine typomorphe ou hystérogène. Il est très probable cependant que l'association hornblende — épidote et hornblende — muscovite n'est pas typomorphe dans la zone de la sillimanite et dans une partie de la zone de l'andalousite. L'étude des skarns de réaction montre que, dans la mésozone de haut degré, la muscovite et la hornblende sont incompatibles, d'après la réaction de T. Vogt (1927).

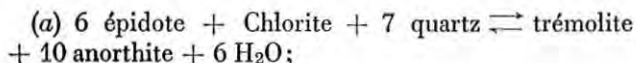
de la zone de l'andalousite, il existe des épidotes très ferrifères (*np* : jaune pâle; *ng* : jaune vert vif; *ng-np* : 0,045, soit 35 % mol. de ferri-épidote, pour une amphibolite du pic de Sept-Hommes). Dans ce cas, une forte teneur en  $\text{Fe}^{+3}$  peut stabiliser l'épidote comme minéral typomorphe. Les associations de la hornblende et de la prochlorite, spécialement dans les amphibolites sous-saturées en  $\text{SiO}_2$ , apparaissent couramment dans la zone de l'andalousite, et sont vraisemblablement stables (cf. remarque p. 40 sur la stabilité des chlorites magnésiennes).

## V. MÉTAMORPHISME PROGRESSIF DES ROCHES BASIQUES, SON UTILISATION POUR LA DÉFINITION DU TYPE DE MÉTAMORPHISME

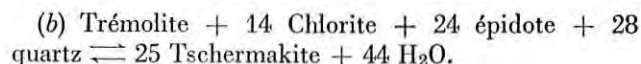
### 1. Résumé des travaux sur l'évolution minéralogique des roches basiques au cours du métamorphisme progressif de diverses séries métamorphiques.

L'étude systématique du métamorphisme progressif des roches basiques est largement amorcée dans les travaux de T. Vogt (1927) et de J. D. H. Wiseman (1934) pour les séries de type dalradien (disthène-sillimanite). Cependant, ce sont les pétrographes japonais qui ont apporté une contribution majeure à ce problème, en étudiant surtout les amphibolites des séries métamorphiques du type à andalousite et sillimanite (A. Miyashiro, 1958; F. Shido, 1958; F. Shido et A. Miyashiro, 1959). Aussi, ces travaux sont-ils d'un grand intérêt pour les comparaisons avec la région étudiée ici. En outre, A. Miyashiro et F. Shido ont étudié la composition chimique des hornblendes des roches basiques, dans deux types de séries métamorphiques : la série du plateau d'Abukuma au Japon qui appartient au type de basse pression (andalousite-sillimanite) et la série dalradienne d'Écosse, qui appartient au type de pression intermédiaire (disthène-sillimanite). L'importance de ces travaux justifie de s'étendre un peu longuement sur les résultats. Dans la série du plateau d'Abukuma où les roches basiques sont largement dominantes, les auteurs distinguent quatre zones de métamorphisme progressif, fondées sur la nature de l'amphibole dans les roches basiques, dont seules les trois premières sont intéressantes pour les comparaisons : ce sont les zones A, B et C. La zone A est caractérisée par la présence de l'actinote, la zone B par celle d'une hornblende colorée en vert-bleuté suivant *ng* (hornblende bleutée), et la zone C, par celle d'une hornblende de teinte verte ou brunâtre suivant cette même direction. Dans la zone de transition entre les zones A et B, l'actinote coexiste de façon stable avec la hornblende bleutée, et il existe, probablement, un domaine d'immiscibilité entre les deux amphiboles pour ce degré de métamorphisme. Dans la zone C, les auteurs ont décrit une amphibole peu alumineuse ( $Al_2O_3 = 6,58\%$ ), dont le point figuratif tombe dans le domaine d'immiscibilité entre la hornblende et l'actinote, ce qui suggère que ce domaine disparaîtrait aux forts degrés du métamorphisme.

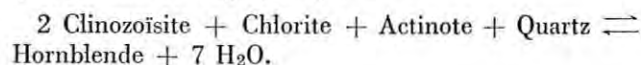
Dans la zone A, l'actinote se forme suivant la réaction :



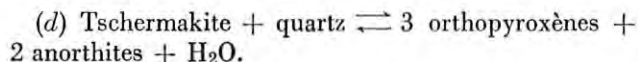
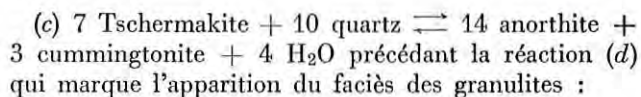
et dans la zone B la hornblende se forme d'après la réaction :



Cette dernière réaction est à rapprocher de celle qu'a décrite T. Vogt (1927) :

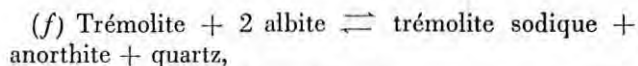
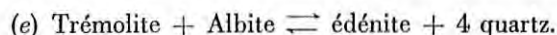


Dans les zones B et C, la hornblende renferme d'assez grandes quantités de  $[Al_6]$  et  $[Al_4]$ , ce dernier introduit sous forme de tschermakite par la réaction (b). Dans la zone C, la tschermakite devient instable, et se décompose en cummingtonite + anorthite suivant la réaction :



L'épidote et la chlorite disparaissent pratiquement de la paragenèse dans le milieu de la zone B.

La teneur en alcali des hornblendes varie à la fois suivant la composition chimique de la roche mère, et suivant les conditions physiques du métamorphisme. Pour un même degré de métamorphisme, les hornblendes les plus alcalines sont celles qui sont associées aux plagioclases les plus acides. De même, les hornblendes des roches sans quartz sont plus alcalines que les hornblendes des roches quartziques, car l'enrichissement de la hornblende en alcalins se fait à l'aide des réactions suivantes :



qui libèrent de la silice. Dans les roches sans quartz, la silice libérée intervient dans d'autres réactions et la température des réactions (e) et (f) se trouve abaissée. La teneur en alcalins de la hornblende croît avec le degré du métamorphisme, ce minéral s'enrichissant surtout en molécules de richtérite.

Dans les séries dalradiennes d'Écosse, on sait depuis J. D. H. Wiseman (1934), que l'actinote caractérise la



zone de la biotite, la hornblende bleuée la zone du grenat, et que les hornblendes vertes ou brunâtres sont connues dans la zone de la sillimanite. L'actinote et la hornblende coexistent au passage de la zone de la biotite à celle du grenat. La teneur en alcalins de la hornblende ne montre pas de variations bien significatives avec l'accroissement du degré de métamorphisme. La possibilité de la coexistence de la hornblende et de l'albite (faciès des amphibolites à épidote et albite) entraîne l'existence de hornblendes très alcalines au début de la zone du grenat, dans lesquelles peuvent s'exprimer les molécules de « glaucophane », lesquelles n'apparaissent pas dans la zone du disthène et de la sillimanite.

Les auteurs japonais se sont surtout attachés à rechercher les relations entre la composition chimique des minéraux des roches basiques et le type de métamorphisme au sens de A. Miyashiro. Les molécules alcalines (édénite, trémolite sodique, glaucophane) ont leur formation favorisée par la pression solide moyenne (Ps). Il en résulte que la teneur des hornblendes en alcali est plus forte dans le métamorphisme à disthène-sillimanite, et *a fortiori* dans le métamorphisme à glaucophane, que dans le métamorphisme à andalousite. Quand le pourcentage en molécule de « terme extrême », dans la hornblende, est calculé suivant la méthode de Shido, on constate que :

a. Les molécules de glaucophane n'apparaissent que dans les hornblendes du métamorphisme à glaucophane et dans les hornblendes des faibles degrés du métamorphisme à disthène;

b. La teneur des hornblendes en molécules de trémolite sodique croît depuis le métamorphisme à andalousite jusqu'au métamorphisme à glaucophane;

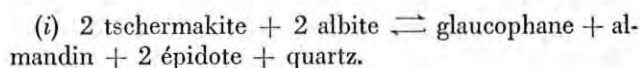
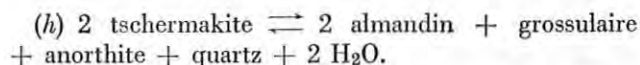
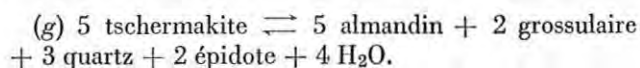
c. Une certaine teneur en « édénite » apparaît dans les hornblendes quel que soit le type de métamorphisme;

d. La teneur en molécule de tschermakite est indépendante du type du métamorphisme, car elle dépend de deux effets contraires : une forte pression moyenne favorise la formation de la tschermakite suivant la réaction (b). Mais, dans ces conditions, la tschermakite tend à être détruite au profit du grenat suivant la réaction (g) ci-dessous;

e. La teneur des hornblendes en trémolite diminue depuis le métamorphisme à andalousite jusqu'au métamorphisme à glaucophane. La teneur des hornblendes en Mn O diminue avec la pression.

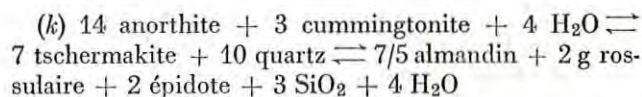
D'autres particularités des amphibolites sont également liées au type de métamorphisme.

— SIGNIFICATION DES AMPHIBOLITES A GRENAT. Les amphibolites à grenat sont inconnues dans la série du plateau d'Abukuma; elles sont, par contre, communes dans les séries dalradiennes et extrêmement développées dans le métamorphisme à glaucophane, dans le faciès des amphibolites comme dans celui des amphibolites à épidotes. La valeur du rapport Mn/Fe<sup>+2</sup> étant analogue dans les amphibolites de la série d'Abukuma, et dans celles du Dalradien, on peut conclure que l'apparition du grenat dans ces dernières est liée à des différences de conditions physiques lors du métamorphisme. Le grenat apparaît dans les amphibolites par les réactions suivantes, dont le membre de droite, possédant un volume moléculaire plus faible que celui de gauche, est favorisé par les fortes pressions.



*L'existence d'amphibolites à grenat est donc en liaison avec le type de métamorphisme.*

— SIGNIFICATION DE LA CUMMINGTONITE. La cummingtonite est fréquente dans les roches basiques appartenant au type de métamorphisme à andalousite-sillimanite (plateau d'Abukuma, Orijarvi). Ce minéral n'existe pas dans les amphibolites des séries dalradiennes et des séries à glaucophane. La cummingtonite est donc favorisée par les basses pressions. En effet, du point de vue de la composition, les associations suivantes sont équivalentes :



Mais le membre de gauche possède le plus grand volume moléculaire. *Il y a donc antinomie entre l'apparition de la cummingtonite et celle du grenat dans les amphibolites.*

— PLACE DU FACIÈS DES AMPHIBOLITES A ÉPIDOTE DANS LES DIVERS TYPES DE MÉTAMORPHISME. On sait que ce faciès minéralogique est caractérisé par la coexistence de la hornblende et de l'albite (P. Eskola, 1939). Cette association est favorisée par les fortes pressions puisque l'association albite + épidote y est stable à la place d'un plagioclase basique. Or le faciès des amphibolites à épidote est inexistant, ou très peu développé, dans le métamorphisme à andalousite du plateau d'Abukuma, alors que son domaine s'élargit

considérablement dans le métamorphisme dalradien et surtout dans le métamorphisme à glaucophane.

J. Fabriès (1963) a étudié également les variations isomorphiques dans les hornblendes des roches basiques de diverses séries métamorphiques. Il a recalculé les fractions molaires en utilisant, comme « terme extrême », non pas les molécules théoriques de Shido, mais les molécules réelles correspondantes (cf. p. 83). Pour une même hornblende, les fractions molaires sont alors différentes de celles qu'on obtient suivant la méthode de Shido.

Par ce procédé, J. Fabriès est conduit à modifier sensiblement certains points de la théorie de F. Shido sur la signification des variations isomorphiques des hornblendes au cours du métamorphisme. En voici l'essentiel :

— dans le type de métamorphisme de basse pression, les hornblendes bleutées (zone B de F. Shido) sont surtout caractérisées par la présence de molécules de richtérite, de tschermakite et de trémolite. Mais, quand le métamorphisme est plus intense, les hornblendes vertes et brunes (zone C de F. Shido) sont enrichies en édnéite, au détriment de la richtérite, suivant la réaction :

(j) richtérite + trémolite + anorthite  $\rightleftharpoons$  2 édnéite + 4 quartz  
 cependant que la quantité de tschermakite diminue par l'effet des réactions (c) et (d) proposées par F. Shido;

— la comparaison entre la composition des hornblendes bleutées dans les amphibolites du type andalousite-sillimanite et du type à disthène-sillimanite, montre que les secondes sont caractérisées par une fraction molaire d'édnéite plus importante.

A pression croissante, la formation d'édnéite serait favorisée par rapport à celle de la richtérite. Cette opinion diffère de celle de F. Shido pour qui la trémolite sodique se forme, de préférence à l'édnéite, quand la pression augmente. En effet, selon F. Shido, la formation de trémolite sodique, à partir de la trémolite suivant la réaction (f), libère de l'anorthite qui est utilisée pour former de la tschermakite suivant la réaction :

(l) Trémolite + 2 chlorite + 8 anorthite  $\rightleftharpoons$  5 tschermakite + 4 H<sub>2</sub>O.

Cette réaction est accompagnée d'une nette diminution de volume vers la droite. Par contre, la formation d'édnéite suivant la réaction (e) n'entraîne pas la formation concomitante de Tschermakite par la réaction (l). Il en résulte que la pression favoriserait la formation de la richtérite.

## 2. Métamorphisme progressif des roches basiques dans le massif du Canigou : type de métamorphisme d'après l'étude des amphibolites.

Il s'agit maintenant de comparer les amphibolites de la région étudiée à celles d'autres régions, et spéciale-

ment à celles qui appartiennent au type de métamorphisme à andalousite.

### a. COLORATION DES AMPHIBOLES.

Dans la série du Canigou, on observe une modification progressive de la couleur des amphiboles calcaïques avec l'augmentation du degré de métamorphisme. Dans la zone de la biotite, les amphiboles sont de l'actinote, généralement de couleur vert très pâle ou incolore suivant *ng* (zone A). Dans la zone de l'andalousite, on trouve d'abord des amphibolites à hornblende vert bleuté suivant *ng* (zone B), puis des hornblendes vertes suivant *ng*. Les hornblendes avec *ng* vert brunâtre apparaissent dans la zone de la sillimanite. La zone C de A. Miyashiro et F. Shido, représentée par des hornblendes vertes ou brunes, englobe donc, dans cette région, une partie de la zone de l'andalousite et la zone de la sillimanite. Il se peut que, dans le Canigou, la limite entre les zones B et C coïncide grosso modo avec l'isograde (-) staurotide.

Jusqu'à la base de la zone B, on observe des amphiboles primaires faiblement colorées. Il est d'ailleurs difficile de faire la distinction au microscope, entre l'actinote-trémolite et les hornblendes peu colorées comme celles des analyses 25, 29, 30 et 31 du tableau 11. On remarquera que dans certaines roches originellement déficitaires en SiO<sub>2</sub>, la réaction (b) peut ne pas être possible et l'actinote pourra persister dans la zone de la hornblende. Dans le Canigou, les associations de hornblende et d'actinote sont fréquentes, mais, en général, l'actinote se développe à la périphérie des plages de hornblende bleuté ou de hornblende verte, et le minéral est bien hystérogène : c'est une trémolite-actinote pâle ou, au contraire, une actinote ferrifère très colorée qui se distingue bien de la hornblende par sa biréfringence plus forte. Parfois, cependant, l'actinote est au sein des plages de hornblende : il peut s'agir soit d'une association stable des deux minéraux, comme la décrivent A. Miyashiro et F. Shido, dans le domaine de transition entre les zones A et B, soit d'une relique d'actinote dans la hornblende. Le passage de la zone B à la zone C est difficile à saisir dans le Canigou, car la teinte bleutée de la hornblende suivant *ng*, s'atténue progressivement. On trouve des hornblendes vertes dont la partie centrale présente encore une nuance bleutée suivant *ng*.

Il faut signaler enfin que l'on rencontre des hornblendes vertes ou bleutées, dont le centre, légèrement brunâtre, pourrait être relique.

### b. TENEUR EN ALCALINS DES AMPHIBOLES.

La comparaison des hornblendes du tableau 11 ne montre pas de variations significatives de leur teneur en

alcalins en fonction du degré du métamorphisme, comme l'indique le tableau 14.

TABLEAU 14

TENEUR EN ALCALIN DES HORNBLENDES  
DES AMPHIBOLITES DU CANIGOU

|                       | Zone  |       |       |       |       |       |       |       |  |
|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
|                       | B     |       |       | C     |       |       | C     |       |  |
|                       | N° 26 | N° 27 | N° 28 | N° 25 | N° 29 | N° 30 | N° 31 | N° 32 |  |
| (K + Na)<br>pour 23 O | 0,58  | 0,50  | 0,50  | 0,33  | 0,40  | 0,34  | 0,38  | 0,61  |  |

Ce résultat n'est pas étonnant si l'on remarque que, pour cette série d'échantillons, la variation du degré de métamorphisme est faible dans l'ensemble; les échantillons appartiennent en effet, soit à la base de la zone B, soit au sommet de la zone C; sept analyses sont celles d'amphiboles de la zone de l'andalousite et, seule l'analyse 32 appartient à la zone de la sillimanite. On remarquera, en outre, que ce sont précisément les hornblendes les plus riches en alcalins (analyses 26 et

32) qui sont associées aux plagioclases les moins basiques (An = 34 % pour l'analyse 26 et An = 28 % pour l'analyse 32).

Il semble préférable de considérer la valeur maximale du contenu en alcalins dans les hornblendes pour 23 O, de chacune des deux zones B et C, et de chercher à les comparer dans des séries métamorphiques appartenant à des types variés. Diverses données sont rassemblées dans le tableau 15 qui montre la tendance à l'accroissement de la teneur maximale en alcalins des hornblendes, avec l'augmentation de la pression moyenne, conformément aux idées de F. Shido (1958). Cet accroissement n'est sensible que pour les hornblendes de la zone B, et il est intéressant de constater, à ce sujet, que les hornblendes du Canigou occupent une position intermédiaire entre celles du métamorphisme de basse pression à andalousite et sillimanite et celles du métamorphisme dalradien à disthène.

Quand on considère la fraction molaire des « molécules alcalines », calculée suivant la méthode de Shido, que renferment les hornblendes du Canigou, il faut d'abord retenir l'absence de « glaucophane » qui indique l'appartenance de la série métamorphique à un type de faible pression. A première vue, il semble intéressant de considérer le contenu des hornblendes de la zone B en « trémolite sodique », en écartant les hornblendes

TABLEAU 15. — TENEUR MAXIMUM EN ALCALIN DES HORNBLENDES DES ZONES B ET C  
POUR DIVERS TYPES DE MÉTAMORPHISME

| Localités   | Types de métamorphisme  | % maximum<br>d'alcalin dans la hornblende | Nombre<br>d'échantillons |
|---|---|---|--------------------------|
| Plateau d'Abukuma (Japon) Miyashiro (1958)<br>Shido (1958). | Basse pression (andalousite)                                  | B = 0,55                                  | 5                        |
|   |   | C = 0,84                                  | 9                        |
| Séville (Espagne) Fabries (1964) .....                      | Basse pression (andalousite)                                  | B = 0,26                                  | 3                        |
|   |   | C = 0,61                                  | 7                        |
| Canigou (Pyrénées) .....                                    | Intermédiaire de basse pression<br>(andalousite - staurotide) | B = 0,58                                  | 3                        |
|   |   | C = 0,61                                  | 4                        |
| Belledonne (Alpes française) Kalsbeck (1962)..              | Intermédiaire (disthène)                                      | B = 0,62                                  | 3                        |
|   |   | C = 0,75                                  | 2                        |
| Highlands (Écosse) Shido et Miyashiro (1958).               | Intermédiaire (disthène)                                      | B = 0,64                                  | 5                        |
|   |   | C = 0,75                                  | 3                        |
| Adula (Suisse) Vander Plas (1959), .....                    | Intermédiaire de haute pression<br>(disthène - glaucophane)   | B = 1,11                                  | 1                        |

Les différences moins marquées de la teneur en alcalin, d'un type de métamorphisme à l'autre, dans les hornblendes de la zone C, s'expliquent probablement par l'influence de l'accroissement du degré de métamorphisme sur cette teneur, qui tend à devenir prépondérante.

de la zone C qui sont probablement moins significatives à cet égard, pour la raison indiquée ci-dessus. Le tableau 16 montre que les hornblendes de la zone B de la série d'Abukuma ne renferment généralement pas de « trémolite sodique »; au contraire, celles de la zone correspondante dans le métamorphisme de type dalra-

dien renferment toujours de la « trémolite sodique » (la fraction molaire atteint 1/8 au maximum). Les 3 hornblendes de la zone B du Canigou renferment elles aussi de la « trémolite sodique » (0,7/8 maximum) ce qui paraît les rapprocher de celles du métamorphisme dalradien.

TABLEAU 16. — TENEUR DES HORNBLENDES DE DIVERSES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES EN MOLÉCULES DE TRÉMOLITE SODIQUE (st')

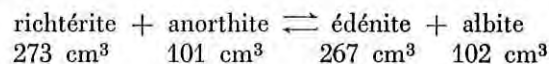
| Localités  | Contenu en molécules St' calculé suivant la méthode de Shido dans les hornblendes de la zone B pour un total de 8 molécules | Types de métamorphisme   |
|--|---|--|
| Plateau d'Abukuma (Shido 1958, Miyashiro et Shido 1959).       | 0,47 - 0,00 - 0,00 - 0,00 - 0,00 - 0,00   | Basse pression (andalousite-sillimanite)                             |
| Monts Grampians, Highlands d'Écosse (Miyashiro et Shido 1959). | 0,34 - 0,84 - 0,11 - 0,38 - 0,66  | Intermédiaire (disthène-sillimanite)                                 |
| Massif de Belledonne, Kalsbeck (1962) . . .                    | 0,64 - 0,16 - 1,00  | Intermédiaire (disthène-sillimanite)                                 |
| Massif du Canigou . . . . .                                    | 0,16 - 0,71 - 0,46  | Intermédiaire de basse pression (andalousite-staurotide-sillimanite) |

Recalculée suivant la méthode de Shido, la fraction molaire « d'édénite » ne varie pas de façon caractéristique dans les hornblendes des diverses séries métamorphiques.

En réalité, l'interprétation des résultats n'est pas aussi évidente que le suggère le tableau 16. Dans les amphiboles du plateau d'Abukuma il existe de « l'édénite calcique » (ce') dont la formation semble être incompatible avec celle de « la trémolite sodique » (1). Cette molécule n'existe pas dans les autres hornblendes bleutées. Or la seule hornblende du plateau d'Abukuma qui renferme de la « trémolite sodique » est caractérisée par une valeur plutôt forte de la fraction molaire st' (0,47). Cette circonstance rend assez aléatoire la comparaison entre les hornblendes du plateau d'Abukuma et celles d'autres localités du tableau 16.

D'un autre côté, M. Fontelles nous a fait remarquer qu'il était hasardeux de comparer, quant à l'influence de la pression, les teneurs en fraction molaire respectives de « richtérite » (ou de « trémolite sodique ») et « d'édénite » dans les hornblendes bleutées du type de basse pression, qui sont en équilibre avec la molécule d'anorthite dans le faciès des amphibolites, et dans les hornblendes bleutées du métamorphisme de type dalradien, où ces

amphiboles sont en équilibre avec l'albite et l'épidote dans le faciès des amphibolites à épidote. On sait en effet que la réaction albite + épidote  $\rightarrow$  plagioclase + H<sub>2</sub>O s'accompagne d'une augmentation de volume. Si on compare des hornblendes dans le faciès des amphibolites, l'opinion de J. Fabriès (1963) selon laquelle une forte pression favoriserait le développement de l'édénite, paraît être justifiée, car la formation d'édénite aux dépens de la richtérite s'accompagne d'une faible variation de volume. En effet, en éliminant la molécule de trémolite des équations (e) et (f) de F. Shido, on peut écrire :



Cette réaction montre une faible variation de volume (5 cm<sup>3</sup>) en faveur de l'édénite. Par contre, il se pourrait que la présence d'épidote (faciès des amphibolites à épidote) justifie l'opinion de F. Shido selon laquelle une forte pression favoriserait le développement de la trémolite sodique.

D'une manière générale, l'insuffisance de données ne permet pas de comprendre clairement le rôle respectif de la molécule de richtérite et de la molécule d'édénite

(1) En effet, l'édénite calcique (ce') se forme par la réaction : trémolite + 4 anorthite  $\rightleftharpoons$  édénite calcique + 8 quartz que l'on comparera à la réaction f.

dans la constitution des hornblendes métamorphiques. Les différences de teneurs en ces molécules sont souvent faibles et ne sont peut-être pas significatives dans certains cas.

### c. CAS PARTICULIERS DES AMPHIBOLITES A GRENAT.

La série métamorphique du Canigou renferme assez souvent des gneiss amphiboliques à grenat et plus rarement des amphibolites à grenat. La composition chimique de gneiss amphiboliques à grenat est donnée dans le tableau 10 (analyses 52, 54 et 55); l'analyse chimique 48 est celle d'une amphibolite à grenat des Gorges du Cadi. La composition chimique du grenat de ces roches est donnée dans le tableau 13, où les analyses 36 et 38 correspondent aux roches 55 et 54 et l'analyse 37 à l'amphibolite 48.

Les grenats des roches basiques du Canigou sont des *almandins riches en grossulaire* ce qui les distingue nettement des almandins des micaschistes (cf. chap. II). En général, on retrouve ce caractère dans la composition des grenats d'amphibolites les plus diverses (voir par exemple P. Eskola, 1921; J.D.H. Wiseman, 1934; F. Shido et A. Miyashiro, 1959; F. Kalsbeck, 1962; la compilation de W. E. Tröger, 1959). En effet, les grenats de nos amphibolites renferment 8 à 12 % de CaO et la proportion de grossulaire est de 23 % pour le grenat 36. Cette proportion de chaux se retrouve dans des grenats de roches basiques, dont les conditions de genèse sont bien différentes de celles des gneiss amphiboliques et des amphibolites du Canigou, par exemple, dans des grenats d'éclogites ou de schistes glaucophaniques; elle est donc probablement liée à la composition chimique des roches basiques en général, et elle est relativement indépendante des conditions physiques de formation.

Par contre, les quantités de MnO sont assez variables dans les grenats des amphibolites. Dans les grenats 36, 37 et 38 des amphibolites du Canigou, la teneur en MnO est dans l'ensemble assez forte : MnO = 3,25 % (37); 5,40 % (36) et 6,95 % (38). Elle est en général plus faible, semble-t-il, dans les grenats d'amphibolites de la mésozone de haut degré.

Dans les grenats des amphibolites et des roches basiques, la quantité de MgO est, en général, très variable. Pour une composition définie de la roche, cette quantité dépend des conditions physiques du métamorphisme (A. Miyashiro, 1953), elle est augmentée par une élévation de la température ou de la pression solide. Ainsi, les grenats des amphibolites formées dans les conditions de haute pression peuvent-ils renfermer davantage de « pyrope » que les grenats des amphibolites de basse pression. De même, les grenats d'éclogites renferment jusqu'à 40 % de constituant pyrope.

Inversement dans des conditions physiques définies, c'est-à-dire dans un même faciès minéralogique et dans un même type de métamorphisme, c'est pour les compositions les plus magnésiennes de la roche hôte avec lesquelles l'almandin est compatible, que l'on observera la quantité maximum de pyrope dans le grenat. Ainsi, cette quantité sera évidemment plus grande dans des éclogites que dans des amphibolites de même composition, mais inversement, pour certaines compositions défavorables de la roche hôte, la teneur en pyrope du grenat peut être faible, même pour des conditions de pression ou de température élevées. Ces considérations expliquent la variabilité des teneurs en MgO des grenats d'amphibolites. C'est ce que montre en particulier la comparaison des analyses 36 et 38 des grenats du Canigou qui appartiennent au même faciès minéralogique (subfaciès sillimanite-muscovite), et sont donc formés dans les mêmes conditions physiques. A priori, on peut s'attendre à trouver les grenats les plus magnésiens de la mésozone du Canigou dans les amphibolites. Le grenat 36 renferme 3,90 % de MgO ce qui correspond à une teneur de 15 % de constituant pyrope. Cependant la composition chimique de la roche hôte du grenat 36, où  $Fe/Fe + Mg = 0,73$ , n'est probablement pas celle qui correspond à la teneur maximum en pyrope dans le grenat, pour le subfaciès sillimanite-muscovite. Si l'on considère maintenant le grenat 38 on voit qu'il renferme une très faible proportion de MgO (0,5 %). La roche hôte de ce grenat est un gneiss amphibolique étudié ci-dessous qui renferme du microcline (analyse chimique n° 54 du tableau 10). Il est certain que l'appa-

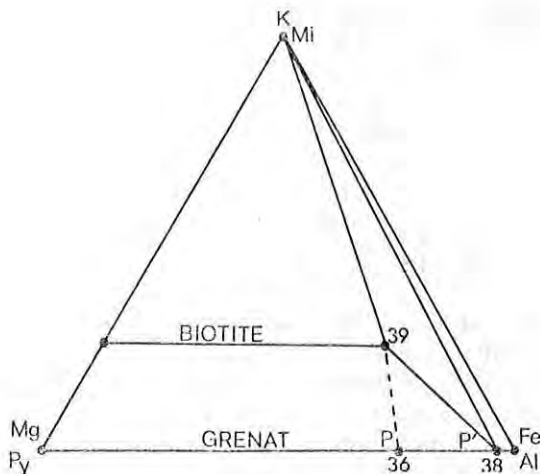


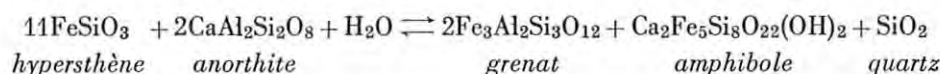
FIG. 38

Diagramme K-Mg-Fe montrant l'influence de la présence du feldspath potassique sur la composition du grenat d'une amphibolite

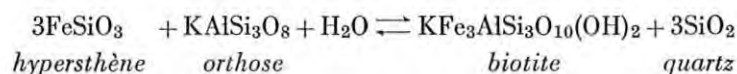
Explication dans le texte. — Mi, microline; Py, pyrope; Al, almandi

rition d'un minéral supplémentaire, le microcline, en équilibre avec le grenat et la biotite, influe sur la teneur du grenat en pyrope. Cette teneur est abaissée par rapport à celle d'un grenat d'une amphibolite à biotite sans microcline, avec même valeur du rapport  $Fe/Fe + Mg$ , comme le montre la figure 38. Il suffit de considérer seulement la face K-Fe-Mg du tétraèdre K-Fe-Mg-Ca susceptible de représenter l'association : hornblende-grenat-biotite-microcline. Le point *p*, donnant la composition du grenat en l'absence du microcline, cesse de représenter la composition stable du grenat en présence de ce minéral qui est alors représenté par *p'*. D'autre part, la roche hôte du grenat 38 est très ferrifère,  $Fe/Fe + Mg = 0,71$ , valeur proche de 0,73 dans la roche hôte du grenat 36. Elle constitue donc *a priori* un cas défavorable au développement du « pyrope » dans le grenat.

La formation du grenat dans les roches basiques



se substitue à la réaction :



Cette même composition favorable se retrouve par exemple dans une amphibolite à grenat décrite par P. Eskola (1921) qui renferme 20,50 % d'hypersthène normatif et 5,56 % d'orthose normatif (analyse 2 du tableau 17 où  $Fe/Fe + Mg = 0,65$  et  $FeO = 13,80$  %). Dans les deux cas considérés c'est surtout la teneur en FeO qui favorise la formation du grenat.

D'un autre côté, on a vu que selon F. Shido et A. Miyashiro (1959), la pression moyenne ( $P_s$ ) favorise le développement du grenat dans les amphibolites, par le jeu des réactions *g*, *h* et *i* données ci-dessus : d'où la fréquence du grenat dans les amphibolites des types de métamorphisme de forte pression (métamorphisme dalradien et métamorphisme à glaucophane). Pour des valeurs croissantes de la pression, l'influence de la composition chimique de la roche-hôte sur l'apparition du grenat diminue, car le domaine des compositions pour lesquelles le grenat est stable s'élargit. Non seulement le grenat se forme dans des amphibolites de composition plus variée, mais encore il apparaît dans un plus grand intervalle de températures, c'est-à-dire de faciès minéralogique. C'est ce que montre la figure 39.

métamorphiques dépend de multiples facteurs. Elle est influencée à la fois par la composition chimique de la roche, et par les conditions physiques du métamorphisme.

La composition chimique de la roche intervient surtout par la teneur en fer comme l'ont noté P. Eskola (1921) et J.D.H. Wiseman (1934). Une forte teneur en fer favorise le développement du grenat qui, toutes choses égales, l'est aussi par une teneur forte en  $Al_2O_3$  ou faible en CaO. Dans ce dernier cas un excès de  $Al_2O_3$  résulte de la faible quantité d'anorthite formée. La composition chimique de l'amphibolite n° 48 est particulièrement favorable à la formation du grenat : forte teneur en fer ( $FeO = 14,20$  %;  $Fe/Fe + Mg = 0,52$ ); forte teneur en hypersthène normatif (35,8 %); faible teneur en orthose normatif (2,7 %). En effet, dans ces conditions, en raisonnant sur la composition normative, la réaction :

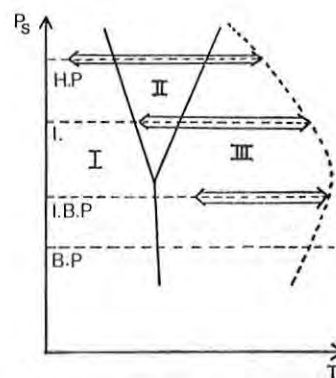


FIG. 39

Formation du grenat dans les amphibolites en fonction du type de métamorphisme (influence de la pression)

I, faciès des schistes verts; II, faciès des amphibolites à épidote; III, faciès des amphibolites; H.P., type de haute pression; I., type intermédiaire; I.B.P., type intermédiaire de basse pression; B.P., type de basse pression (selon la terminologie de Miyashiro-1961). La courbe en pointillé indique la limite du faciès des amphibolites vers les températures élevées. Le domaine de formation du grenat est indiqué par les grosses flèches horizontales.

On peut s'interroger sur le rôle joué par la pression dans l'apparition du grenat de certaines amphibolites du Canigou.

D'après ce qui précède le grenat ne se formera que dans un domaine de compositions de roche assez restreint. En effet, dans la série métamorphique de basse pression étudiée par F. Shido et A. Miyashiro, on n'observe pas de grenat dans les amphibolites. Pourtant, la série du plateau d'Abukuma renferme certainement des roches dont la composition est favorable à la formation du grenat, comme le montre par exemple la norme 3 du tableau 17, correspondant à une amphibolite qui appartient, malheureusement, à la zone de la biotite (zone A des auteurs japonais).

TABLEAU 17

COMPARAISON DE LA COMPOSITION  
NORMATIVE DE QUELQUES  
AMPHIBOLITES À GRENAT ET D'AMPHIBOLITES  
CHIMIQUEMENT ANALOGUES

|                       | 1      | 2      | 3      | 4      | 5    |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|------|
| Quartz . . . . .      | 6,4    | 11,2   | 1,3    | 8,5    | —    |
| Orthose . . . . .     | 2,7    | 5,5    | 1,0    | 8,3    | 8,9  |
| Albite . . . . .      | 6,8    | 13,6   | 15,8   | 16,2   | 19,0 |
| Anorthite . . . . .   | 28,1   | 24,0   | 26,8   | 23,9   | 22,0 |
| Diopside . . . . .    | 10,0   | 15,4   | 13,7   | 10,9   | 5,0  |
| Hypersthène . . . . . | 35,8   | 20,5   | 28,0   | 20,7   | 22,5 |
| Olivine . . . . .     | —      | —      | —      | —      | 0,5  |
| Magnétite . . . . .   | 6,4    | 5,1    | 7,2    | 2,3    | 9,9  |
| Ilménite . . . . .    | 0,8    | 4,6    | 2,6    | 6,7    | 3,2  |
| Apatite . . . . .     | 1,4    | 1,0    | 0,2    | 1,3    | 1,5  |
| Pyrite . . . . .      | —      | —      | —      | —      | —    |
| Mn/Fe . . . . .       | 0,0031 | 0,0015 | 0,0025 | 0,0026 | —    |

## NOTA.

1 : amphibolite à grenat n° 48 du Canigou. — 2 : amphibolite à grenat *in* Eskola (1921). — 3 : amphibolite de la zone A *in* Miyashiro (1958). — 4 : amphibolite à grenat *in* Wiseman (1934). — 5 : amphibolite sans grenat (n° 43) du Canigou.

Il semble donc que, dans le métamorphisme de basse pression, la pression soit effectivement trop faible pour permettre l'apparition du grenat dans des amphibolites dont la composition est analogue à celles des amphibolites à grenat du Canigou. D'autre part, pour d'autres compositions de roches, le grenat peut apparaître dans les amphibolites du métamorphisme de type dalradien,

alors qu'il ne se forme pas dans des amphibolites du Canigou de composition comparable. Par exemple, on peut rapprocher dans le tableau 17 la composition de l'amphibolite 4 (Dalradien) à celle de l'amphibolite 5 du Canigou (analyse 43 du tableau 10). Dans le métamorphisme de type dalradien la pression solide moyenne est plus élevée que dans le Canigou.

*En conclusion, la formation de véritables amphibolites à grenat dans le Canigou, telle que l'amphibolite 48, est probablement en liaison avec le type de métamorphisme : la pression solide y est plus élevée que dans le type à andalousite sans staurotide, bien qu'elle y soit moins forte que dans le type dalradien à disthène. La différence de pression par rapport au premier de ces types, suffit pour entraîner l'apparition du grenat dans certaines amphibolites de composition favorable. Il est cependant probable que le domaine des compositions d'amphibolites pour lequel le grenat est stable est très limité dans le Canigou.*

Dans la série métamorphique du Canigou, la pression solide moyenne a eu vraisemblablement une valeur voisine de la valeur minimale pour laquelle le grenat est stable dans les amphibolites. Dans le massif voisin du Roc-de-France, qui appartient, comme le Canigou, au type de métamorphisme à andalousite et staurotide, les amphibolites sont généralement plus développées que dans le Canigou : on y a trouvé plusieurs affleurements d'amphibolites à grenat. Il est intéressant de noter que nous n'avons pas rencontré de cummingtonite dans les amphibolites de la zone de la sillimanite du Canigou. Mais, outre que le nombre des affleurements est faible, il se peut que dans l'ensemble, la température atteinte dans la partie profonde du Canigou ait été insuffisante pour permettre le développement de la cummingtonite suivant la réaction (k). Pourtant, selon Shido (1958), la cummingtonite est déjà stable dans les amphibolites de la zone de l'andalousite (base de la zone B). Une pression d'eau trop forte a pu inhiber la formation de la cummingtonite dans le Canigou. En somme, l'absence de cummingtonite dans la région étudiée peut être expliquée par de trop fortes valeurs de la pression solide et de la pression de l'eau aux températures considérées.

L'étude des amphibolites paraît confirmer l'appartenance de la série du Canigou au type intermédiaire de basse pression, comme avait abouti à le faire l'étude de la paragenèse des micaschistes. La rareté des amphibolites dans les gneiss du massif de la Carança et dans son enveloppe, ne permet pas d'affirmer que des amphibolites à grenat n'y existent pas. Cependant, cette éventualité n'est pas à rejeter car le type de métamorphisme y est de plus basse pression d'après l'étude des associations minérales des micaschistes (cf. chap. II).

*d.* REMARQUE SUR LE CONTENU EN MANGANÈSE DES HORNBLENDÉS.

Selon F. Shido (1958) la teneur en manganèse des hornblendes pourrait varier en fonction du type de métamorphisme. Les hornblendes du Canigou ont une assez forte teneur moyenne en MnO (MnO = 0,40 % en poids); elles se rapprochent, de ce point de vue, des hornblendes des amphibolites du plateau d'Abukuma (MnO = 0,33 %). Il paraît cependant hasardeux de lier cette teneur au type de métamorphisme. Dans les hornblendes étudiées par J. Fabriès (1963) [type de basse pression], la moyenne des teneurs en MnO tombe à 0,27 %; cette valeur est identique à celle donnée par une série de hornblendes étudiée par F. Kalsbeck (1962) dans des amphibolites appartenant au métamorphisme de type dalradien.

### 3. Remarques sur l'origine des amphibolites du Canigou.

La plupart des amphibolites considérées dans ce chapitre sont vraisemblablement des ortho-amphibolites. Pour beaucoup d'entre elles, en effet, il existe des preuves suffisantes pour penser qu'il s'agit d'anciennes roches basiques transformées.

Nous n'essayerons pas de prouver leur origine magmatique par l'étude statistique de leur composition, étant donné le petit nombre d'analyses chimiques dont nous disposons. En utilisant des diagrammes appropriés on peut retrouver, dans certains cas, la forme des « courbes de différenciation » propres à la série magmatique originelle (voir par exemple B. E. Leake, 1964; J. Fabriès, 1963). Dans beaucoup de cas il existe des arguments micrographiques suffisants en faveur de l'origine magmatique de ces roches, qu'il s'agisse de filons basiques, de coulées ou de tufs.

— l'amphibolite amygdalaire de Leca, située au contact des gneiss du Canigou et des micaschistes de Balatg (analyse modale *g* du tableau 9 et analyse chimique 44 et 45 du tableau 10) renferme des petites lentilles oblongues (0,5 à 1 cm) qui sont certainement d'anciennes amygdales de basalte ou d'andésite. Au microscope, ces amygdales sont formées d'un remplissage de quartz et de clinozoïsite, alors que leur pourtour est essentiellement formé de hornblende enchevêtrée. Il existe des structures rayonnées qui s'implantent sur le pourtour et convergent vers le centre de l'amygdale comme le montre la figure 40. Ces structures sont évidemment héritées de l'ancien remplissage de l'amygdale, probablement par des zéolites,

Une amphibolite amygdalaire assez semblable à celle de Leca a été décrite par P. Eskola (1915) en Finlande. A titre de comparaison, il donne l'analyse chimique de cette amphibolite : SiO<sub>2</sub> = 46,0; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16,4; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,8; FeO = 6,9; TiO<sub>2</sub> = 0,6; MnO = 0,1; MgO = 7,6; CaO = 11,0; Na<sub>2</sub>O = 2,8; K<sub>2</sub>O = 2,5;

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,2; H<sub>2</sub>O = 1,1; CO<sub>2</sub> = 2,60. Elle est assez voisine de celle de l'amphibolite de Leca (analyse 44).

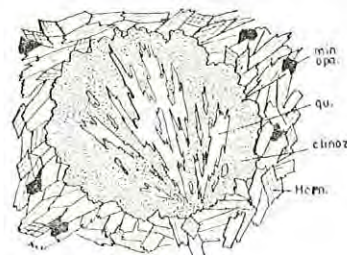


FIG. 40

*Ancienne structure amygdalaire relique dans l'orthoamphibolite de Leca*

Un dosage de quelques éléments en traces effectué au B.R.G.M. par M. Béguinot a donné les résultats suivants, exprimés en p.p.m., pour l'amphibolite amygdalaire de Leca.

|      | Cr  | Ni | Co | Cu | Pb | Zn | Be  | B   |
|------|-----|----|----|----|----|----|-----|-----|
| (44) | 432 | 46 | 18 | 12 | 6  | 40 | < 1 | < 5 |
| (45) | 490 | 67 |    | 11 | 10 | 70 | 1   | < 5 |

Dans l'amphibolite du col de la Croix-de-Fer, près d'Amélie-les-Bains, décrite ci-dessus p. 85, la présence d'anciens phénocristaux d'albite à macles complexes (macle de Baveno en particulier) et de structures micro-litiques encore reconnaissables, montre bien l'origine ortho de cette roche. Il s'agit probablement d'une ancienne roche spilitique comme le suggèrent une teneur de Na<sub>2</sub>O nettement supérieure à celle des autres amphibolites du tableau 10 (Na<sub>2</sub>O = 4,60 %) et une grande quantité d'albite normative (39 %). On pourra comparer utilement l'analyse n° 49 à celle d'un spilite des Alpes, d'après Vuagnat (1946) que nous reproduisons :

SiO<sub>2</sub> = 50,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14,2; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,6; FeO = 8,5; TiO<sub>2</sub> = 1,6; MnO = 0,2; MgO = 8,6; CaO = 5,9; Na<sub>2</sub>O = 4,3; K<sub>2</sub>O = 0,2; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> = 4,5; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> = 0,1.

Un dosage des éléments en traces a donné les résultats suivants pour l'amphibolite du col de la Croix-de-Fer (en p.p.m.).

|      | Cr  | Ni  | CO | Cu  | Pb | Zn  | Be  | B |
|------|-----|-----|----|-----|----|-----|-----|---|
| (49) | 400 | 162 |    | 105 | 12 | 100 | < 1 | 7 |

Dans plusieurs des amphibolites analysées du tableau 10, on reconnaît les anciens phénocristaux du plagioclase originel à leur aspect œillé et à leurs macles complexes. Certaines plages ou agrégats de plages de hornblende, de dimensions nettement supérieures à la



moyenne, peuvent représenter d'anciens phénocristaux de silicates ferro-magnésiens. Ces plages sont souvent riches en minéraux opaques, et certaines d'entre elles ont conservé au microscope une couleur relique légèrement brunâtre.

Enfin, la présence courante de plages de sphène renfermant des résidus d'ilménite s'explique bien si l'on admet que l'ilménite est une relique héritée de la roche basique originelle.

Le matériel éruptif ou volcanique ancien a pu être remanié, et les amphibolites ou les gneiss amphiboliques qui en résultent, peuvent être enrichis en  $\text{SiO}_2$  ou en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , d'origine épiciastique. C'est probablement le cas de certaines amphibolites riches en biotite ou de certains gneiss amphiboliques à grenat qui sont alors des « para-roches ». Ainsi, le gneiss amphibolique à grenat quiaffleure à la partie supérieure des gneiss de Casemi, dans les gorges du Cadi, et dont l'analyse chimique est donnée dans le tableau 10 sous le numéro 55, est certainement un paragneiss. Il renferme une quantité remarquable de quartz normatif (34,3 %) et son caractère très quartzique est confirmé au microscope. Sa composition chimique n'est pas sans rappeler celle de l'analyse 66 du tableau 21, qui est celle d'un quartzite à silicates calciques, mais elle en diffère notablement par une forte teneur en fer, due à la présence dans le gneiss de hornblende et de grenats ferrifères. Le grenat (analyse 36 du tableau 13) renferme en effet 41,6 % d'almandin; c'est un grenat typique d'amphibolite. Le gneiss 55 des gorges du Cadi dérive probablement du remaniement d'orthogneiss amphiboliques ferrifères (cf. ci-dessous) associés aux gneiss de Casemi, dont la composition chimique est analogue à celle de l'analyse 54 du tableau 10. La parenté entre les deux roches peut se déduire de la valeur du rapport  $\text{Fe}^{+2}/\text{Mg}$ , qui est respectivement de 2,45 et 2,33 pour les analyses 54 et 55.

On a sélectionné dans le tableau 10, les analyses chimiques d'amphibolites ou de gneiss amphiboliques dont l'origine « ortho » a pu être confirmée par des critères microscopiques (1). Leur composition chimique permet de retrouver le caractère de la série magmatique des anciennes roches basiques dont elles dérivent. La présence de l'hypersthène normatif dans toutes ces roches exclue la possibilité de leur origine à partir de la série alcaline (H. S. Yoder et C. E. Tilley, 1962). Le diagramme classique de L. R. Wager et W. A. Deer (1939) permet de séparer facilement les roches de la série tholéitique et les roches de la série calcoalcaline (H. Kuno, 1954;

Kuno et *al.*, 1957). Nous avons reporté sur ce diagramme (fig. 41) les points figuratifs des analyses d'orthoamphibolites du Canigou. Ces roches tombent soit dans le domaine de la série tholéitique soit dans celui de la série calcoalcaline, et ont des compositions de basaltes ou d'andésites. L'origine de la roche 54, de composition nettement plus alcaline que les autres sera discutée ci-dessous; de même celle de la roche 48 particulièrement ferrifère.

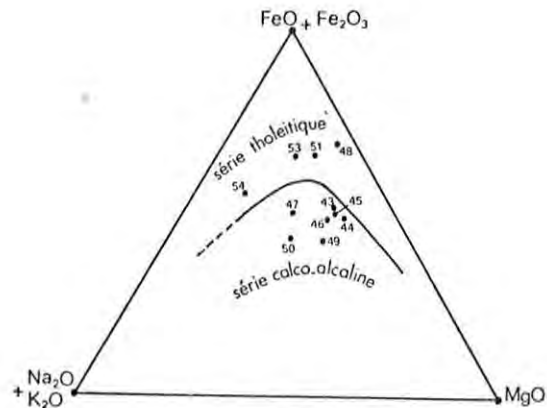


FIG. 41

Position des orthoamphibolites du Canigou sur le diagramme de Wager et Deer. La courbe qui sépare les domaines des séries tholéitique et calcoalcaline d'après Kuno (1965).

#### CAS PARTICULIER DES GNEISS À HORNBLÉNDE HASTINGSITIQUE.

Les gneiss à hornblende hastingsitique affleurent assez largement dans la partie supérieure des gneiss de Casemi, au sein des leptynites grises qui constituent une partie de cette formation (cf. 3<sup>e</sup> partie, chap. VIII). On les rencontre également dans l'affleurement de l'amphibolite de Serrabonne, près de Taurinya, située au contact des micaschistes à sillimanite et des gneiss  $G_1$ . Ce sont généralement des gneiss à grain fin, clairs ou mésocrates, à aspect de leptynite, dans lesquels l'amphibole n'est pas toujours bien visible à l'œil nu.

a. Le gneiss amphibolique de Serrabonne près Taurinya possède une structure microlenticulaire très prononcée, probablement accentuée par cataclase. Il est formé d'une association granoblastique dont les principaux minéraux sont :

*Plagioclase acide* (An = 27 — 23 %), *hornblende ferrifère*, *biotite brun verdâtre*, *grenat*, *quartz*.

(1) Sauf l'analyse 55, d'origine « para ».

Il s'y ajoute une faible quantité de *microcline*, le plus souvent sous forme de « taches » dans le plagioclase. Les minéraux accessoires sont le sphène abondant, et l'*allanite* de couleur brun rougeâtre avec quelques gros zircons, de l'apatite et de rares minéraux opaques. La chlorite, vert vif, et la clinzoisite sont des minéraux secondaires. La composition chimique de la hornblende est indiquée dans le tableau 11 (analyse 34), et celle du grenat est donnée dans le tableau 13 (analyse 38). Le grenat est un almandin typique d'amphibolite qui renferme 8,10 % de CaO. L'analyse de la roche est donnée dans le tableau 10 (analyse 54).

b. Les gneiss amphiboliques des gneiss de Casemi ont une composition minéralogique, et probablement chimique, assez variable. Il existe deux types extrêmes de compositions minéralogiques avec des compositions intermédiaires.

Le type le plus basique est un gneiss mésocrate, sans microcline ni grenat, qui renferme comme minéraux principaux :

*Plagioclase acide* (An = 15 à 10 %), *hornblende ferrifère*, *biotite* verdâtre, *quartz*.

Les minéraux accessoires sont le *sphène* et l'*épidote* abondants, avec l'*allanite* brun rougeâtre. Le sphène renferme des reliques d'ilménite; l'épidote paraît être typomorphe, en équilibre avec le plagioclase acide, mais probablement stabilisée par le fer. Il s'y ajoute de l'apatite et un peu de minéraux opaques. De la séricite, des carbonates et du stilpnomélane sont hystérogènes. L'analyse chimique de la hornblende est donnée dans le tableau 11 (analyse 35); elle est tout à fait comparable à l'analyse 34 précédente. La biotite verdâtre ou brun verdâtre, si particulière à ce groupe de roches, et que l'on retrouve aussi dans certains des gneiss de Casemi sans hornblende, méritait d'être analysée. L'analyse n° 39 ci-dessous, faite au micro-analyseur par M. Bahèze, donne la composition chimique de la biotite en équilibre avec l'amphibole 35.

(39) SiO<sub>2</sub> = 36,00; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14,00; FeO = 30,40; TiO<sub>2</sub> = 2,40; MnO = 0,80; MgO = 3,60; CaO = 0,00; Na<sub>2</sub>O non dosé; K<sub>2</sub>O = 9,00; H<sub>2</sub>O non dosé : total : 96,20.

Le fer a été entièrement recalculé à l'état ferreux. Il s'agit d'une biotite très ferrifère avec  $ng \approx nm = 1,68$ .

Le type le plus acide est un gneiss clair à microcline et grenat, où le feldspath potassique est abondant. Les minéraux principaux sont :

*Albite*, *microcline*, *biotite* verte, *hornblende ferrifère*, *grenat*, *quartz*.

Les minéraux accessoires sont le sphène, l'épidote et l'allanite avec un peu de zircon, apatite et minéraux opaques.

Un gneiss de composition minéralogique intermédiaire entre celle des deux types extrêmes, a comme minéraux principaux :

*Plagioclase acide*, *microcline*, *biotite* verte, *hornblende ferrifère*, *quartz*.

Dans plusieurs de ces roches il existe des plagioclases de dimension nettement supérieure à la moyenne, à macles complexes et à plages d'antiperthite en « taches ». Il s'agit vraisemblablement d'anciens phénocristaux. On trouvera dans le tableau 50 du chapitre VIII la composition chimique d'un gneiss acide correspondant (analyse 140).

Les caractères communs à tous les gneiss amphiboliques considérés sont leur grande richesse en feldspaths alcalins et la présence de minéraux très ferrifères dont les caractères minéralogiques sont analogues. Les teneurs en fer de ces minéraux, déterminées à l'aide du micro-

analyseur, sont rappelées dans le tableau 18 ci-dessous où tout le fer a été recalculé à l'état ferreux :

TABLEAU 18  
TENEUR EN FeO ET MgO DES MINÉRAUX  
DES GNEISS À FERRO-HASTINGSITE

|         | Hornblende |      | Biotite |       | Grenat |
|---------|------------|------|---------|-------|--------|
| FeO ... | 29,30      | (34) | FeO ... | 30,40 | (38)   |
| MgO ... | 2,05       |      | MgO ... | 3,60  |        |
| FeO ... | 29,10      | (35) |         |       |        |
| MgO ... | 3,30       |      |         |       |        |

Les caractères optiques de la hornblende ferrifère sont analogues à ceux d'une ferro-hastingsite :  $ng =$  vert bleu très foncé;  $np =$  jaune pâle;  $nm =$  vert, angle des axes 2V petit. Malheureusement il n'a pas été possible de connaître la teneur en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O de cette amphibole. nous considérons qu'il s'agit très probablement d'une ferro-hastingsite.

Les caractères singuliers de ce groupe de roches peuvent être expliqués si l'on admet qu'il s'agit d'*orthogneiss amphiboliques dérivant de magma très différencié de composition intermédiaire* ou acide. On sait que les « différenciés » intermédiaires et acides des magmas basiques sont souvent caractérisés, entre autres

TABLEAU 19

|                                      | 1      | 2      |
|--------------------------------------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 64,50  | 64,13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 14,60  | 13,15  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,30   | 1,08   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,70   | 1,19   |
| FeO .....                            | 8,20   | 6,31   |
| MnO .....                            | 0,15   | 0,27   |
| MgO .....                            | 1,85   | 1,08   |
| CaO .....                            | 3,50   | 3,62   |
| Na <sub>2</sub> O .....              | 3,10   | 3,64   |
| K <sub>2</sub> O .....               | 2,05   | 2,32   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,20   | 0,31   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....  | 1,45   | 2,71   |
| H <sub>2</sub> O — .....             | —      | 0,36   |
| BaO .....                            | —      | 0,09   |
|                                      | 100,60 | 100,26 |

choses, par la présence de minéraux très ferrifères. Cette interprétation explique la position de l'analyse 54 sur la figure 41, dans le domaine des magmas tholéitiques différenciés (peut-être « iron rich trend » de S. R. Nockolds et R. Allen, 1956). Nous avons cherché, et trouvé, des roches volcaniques dont la composition chimique est voisine de celle de l'analyse 54 parmi les roches tholéitiques tertiaires de la province Britto-arctique. Ainsi l'analyse 2 du tableau 19 est celle d'une « innimorite-pitchstone » d'Ardnamunchan (J. E. Richey et H. H. Thomas, 1930), que l'on pourra comparer à l'analyse 1 qui est celle d'un gneiss amphibolique du Canigou (analyse 54 du tableau 10).

Ainsi la présence d'anciennes roches magmatiques parmi les gneiss de Casemi et parmi les gneiss G<sub>1</sub> du Canigou se trouve confirmée. Cette importante question sera reprise dans les chapitres VII et VIII.

#### POSSIBILITÉ D'UNE ORIGINE ÉCLOGITIQUE POUR CERTAINES AMPHIBOLITES A GRENAT DU CANIGOU.

Nous avons trouvé dans les gorges du Cadi un bloc roulé d'amphibolite à grenat qui possède des caractères micrographiques remarquables; malheureusement le gisement de cette roche n'est pas connu. La composition minéralogique de l'amphibolite est donnée dans le tableau 9 (analyse modale *e*) et sa composition chimique dans le tableau 10 (analyse chimique 48). La composition chimique des deux minéraux principaux qui constituent l'amphibolite des gorges du Cadi est donnée, pour la hornblende bleutée dans le tableau 11 (analyse n° 33) et pour le grenat dans le tableau 13 (analyse n° 37).

Les caractères micrographiques particuliers de cette roche sont les suivants : le grenat forme des plages très irrégulières et paraît être partiellement résorbé par la mésostase qui l'environne. Celle-ci, à la périphérie des plages de grenat, est formée par une fine association symplectique de plagioclase et d'amphibole à laquelle peut se



FIG. 42

Relations micrographiques entre le grenat, la hornblende et le plagioclase dans l'amphibolite à grenat des gorges du Cadi

mêler un peu de quartz (fig. 42). Le plagioclase a une composition voisine de celle de l'anorthite (80 % An); l'amphibole est une amphibole incolore qui passe en continuité optique à la hornblende vert bleuté de la roche. L'association symplectique précédente paraît s'être formée, en partie, aux dépens du grenat dont on observe quelques îlots (ou apophyses) résiduels au sein de la symplectite.

Dans cette roche le plagioclase est souvent altéré en clinzoïsité et muscovite. Il existe de la prochlorite qui pourrait dériver de l'altération secondaire d'une biotite. Une amphibolite à grenat dont la structure est analogue à celle de l'amphibolite des gorges du Cadi est figurée dans le traité de H. Rosenbusch et Osann, 1923 (p. 709, fig. 110).

Des associations symplectiques analogues à celle de l'amphibolite des gorges du Cadi ont été souvent décrites dans les éclogites en voie de transformation en amphibolite et dans les amphibolites qui dérivent d'éclogites (voir par exemple A. Lacroix, 1889; P. Eskola, 1921; Brière, 1920; M. Chenevoy, 1958).

TABLEAU 20

#### COMPOSITION

#### DE QUELQUES ÉCLOGITES FERRIFÈRES ET DE L'AMPHIBOLITE N° 48 DU CANIGOU

|  | 1     | 2      | 3     | 4     | 5     |
|--|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 44,60 | 47,65  | 50,20 | 46,30 | 48,75 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 15,70 | 12,90  | 13,80 | 13,70 | 12,10 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1,80  | 4,35   | 1,50  | 5,50  | 4,40  |
| FeO . . . . .                            | 15,90 | 11,10  | 11,30 | 10,80 | 14,20 |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 3,20  | 3,80   | 1,70  | 1,30  | 0,40  |
| MnO . . . . .                            | 0,30  | 0,15   | 0,20  | -     | 0,40  |
| MgO . . . . .                            | 5,70  | 7,45   | 6,70  | 7,00  | 7,35  |
| CaO . . . . .                            | 7,35  | 10,20  | 11,10 | 11,90 | 8,85  |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 2,70  | 1,95   | 2,10  | 2,65  | 0,80  |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 1,90  | 0,40   | 0,45  | 0,35  | 0,45  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | -     | 0,30   | -     | 0,30  | 0,65  |
| H <sub>2</sub> O + . . . . .             | 0,50  | 0,05   | 0,25  | 0,15  | 1,40  |
| H <sub>2</sub> O - . . . . .             | -     | 0,05   | 0,15  | -     | 0,05  |
|  | 99,65 | 100,35 | 99,45 | 99,95 | 99,80 |
| Fe/Fe + Mg . . . . .                     | 0,63  | 0,52   | 0,51  | 0,55  | 0,57  |

#### NOTA.

- 1, éclogite in Eskola (1921). — 2, éclogite in Chenevoy (1958). — 3, éclogite in Alderman (1936). — 4, éclogite in Brière (1920). — 5, amphibolite à grenat des gorges du Cadi (analyse 48).

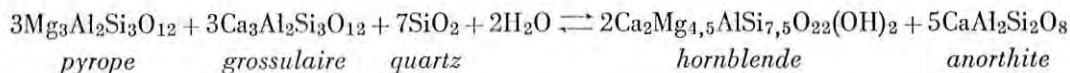
Les symplectites à pyroxène-plagioclase ou à amphibole-plagioclase des éclogites sont considérées comme des produits de réaction formés aux dépens du pyroxène

et du grenat plus ancien (voir par exemple P. Eskola, 1921). En effet, les écloğites qui ont été formées à haute pression solide et avec de faibles pressions d'eau (faciès des écloğites) se transforment partiellement ou totalement en amphibolites, si la pression solide devient plus faible et si la pression de l'eau devient plus forte (faciès des amphibolites) [voir P. Eskola, 1939; C. E. Tilley et H. S. Yoder, 1962]. L'analyse 48 peut être comparée à des analyses d'écloğites ferrifères caractérisées par une valeur élevée du rapport Fe/Fe + Mg, données dans le tableau 20.

La composition du grenat de l'amphibolite des gorges du Cadi est typiquement celle de grenats d'amphibolites; en particulier il renferme peu de magnésie (Mg O = 2,15 % dans l'analyse 33 du tableau 13). Par sa compo-

sition, le grenat est en équilibre avec la paragenèse normale des amphibolites à grenat, c'est-à-dire avec les conditions physiques du faciès des amphibolites. Cette conclusion n'était pas, a priori, évidente, si l'on se rappelle la présence de bordures réactionnelles autour du grenat.

La teneur en Mg O des grenats des écloğites du tableau 20 est plus élevée que celle du grenat de l'amphibolite des gorges du Cadi. Elle est de 4,99 % pour l'écloğite 1 et de 5,43 % pour l'écloğite 3. Cette différence de composition peut expliquer la bordure symplectique réactionnelle autour des grenats de l'amphibolite du Canigou, si on admet que ces grenats étaient à l'origine plus riches en constituant pyrope. La symplectite a pu se former suivant la réaction :



lors de la transformation d'une écloğite primitive en amphibolite.

## CHAPITRE IV

# Métamorphisme progressif des roches calciques

Dans la région étudiée, les roches calciques métamorphiques comprennent essentiellement les marbres, les gneiss calco-magnésiens (ou cornéennes rubanées) et les skarns de réaction (1). Ces roches sont très fréquentes et se rencontrent à tous les niveaux de la série métamorphique. Très sensibles à la recristallisation, elles

permettent d'établir une zonéographie du métamorphisme progressif aussi précise que celle obtenue par l'étude de la paragenèse des micaschistes, et de définir des isogrades, à l'aide d'associations faciles à repérer sur le terrain ou en lame mince.

### LES MARBRES ET LES GNEISS À SILICATES CALCIQUES

#### 1. Généralités.

Ces roches calciques résultent du métamorphisme de calcaires et de dolomies plus ou moins impurs, qui se transforment en marbres massifs ou en marbres lités, et de schistes marneux ou de marnes lités qui engendrent des gneiss à silicates calciques finement rubanés (cornéennes rubanées). Les marbres et les gneiss calciques sont presque toujours étroitement associés, les seconds faisant souvent la transition entre les marbres et les micaschistes. Les gneiss à silicates calciques sont également en intercalation au sein des marbres, parfois sous forme de lentilles boudinées. Enfin, ces gneiss passent latéralement aux marbres et vice versa. Cependant, en général le volume des marbres est plus important que celui des gneiss calco-magnésiens, dont l'épaisseur est souvent de l'ordre de quelques décimètres et parfois de quelques mètres. Néanmoins, localement, la puissance des gneiss à silicates calciques atteint et même dépasse

celle des marbres qui leur sont associés : c'est le cas pour les marbres de l'enveloppe paléozoïque au pic de Costabonne. L'épaisseur des marbres est très variable et est souvent compliquée par des répétitions, des accumulations ou des étirements tectoniques (disposition fréquente sur le versant nord du Canigou).

Dans l'ensemble, les niveaux calcaréo-dolomitiques sont beaucoup plus développés à l'est, dans le Vallespir, qu'à l'ouest du territoire étudié : il n'est pas impossible que des puissances de l'ordre de la centaine de mètres, compte tenu des répétitions tectoniques, aient existé dans le Vallespir (pic de Costabonne, région de Batère-Corsavy); des puissances de 10 à 30 mètres sont fréquentes dans l'enveloppe sur le versant sud du massif de la Carança, sur le versant nord du massif du Canigou, dans le Haut-Vallespir, ainsi que dans les unités de la fenêtre de Balatg, dans la zone centrale du Canigou. Sur le versant ouest du massif de la Carança à l'ouest de Canaveilles et dans la région de Mont-Louis, l'épais-

(1) Pour les skarns voir G. GUITARD, *C. R. AC. SC.*, 1969, t. 268 D, p. 2649-52. (note ajoutée en cours d'impression).

seur des marbres de l'enveloppe est de l'ordre de quelques mètres et parfois moins. Les marbres forment souvent des niveaux remarquablement continus : par exemple, le « marbre de base », à la base de la série de Canaveilles de l'enveloppe, est très constant et souligne presque de façon ininterrompue le contact entre l'enveloppe paléozoïque et les gneiss du Canigou. En Vallespir, les niveaux de marbres de la série de Canaveilles (cf. première partie) peuvent être suivis sur des dizaines de kilomètres. Cependant, les marbres tendent à devenir plus lenticulaires à l'ouest et au nord du massif de la Carança. De même, les bancs de marbres sont souvent discontinus dans les micaschistes de Balatg : dans cette zone profonde, comprenant le flanc inverse de la nappe des gneiss du Canigou, la cause en est probablement d'ordre tectonique. D'ailleurs, il est souvent impossible, dans ces séries isoclinalisées, de faire la part entre le rôle de la stratigraphie et celui des répétitions tectoniques dans le démembrement des bancs de marbres et dans l'origine des discontinuités latérales.

À l'exception de  $H_2O$  et de  $CO_2$  que l'on peut considérer comme des constituants entièrement mobiles au sens de D. S. Korjinskii (1957), la recristallisation métamorphique des calcaires, des dolomies et des marnes est essentiellement isochimique dans cette région, où les roches forment des systèmes fermés sauf pour  $H_2O$  et  $CO_2$ . *Même les alcalins s'y comportent comme des constituants inertes*, sauf en quelques points de la zone profonde du Canigou, au voisinage du granite. En général, la paragenèse est donc fonction de la teneur initiale en constituants principaux  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . Des minéraux particuliers peuvent se développer s'il existe des constituants tels que  $B_2O_3$ ,  $Cl$ ,  $SO_3$ , etc. Il en résulte la formation de paragenèses assez complexes et diverses, qu'il est généralement impossible de décrire complètement à l'aide de diagrammes composition-paragenèse.

Toutefois l'utilisation des diagrammes composition-paragenèse est possible dans des conditions définies, et l'on peut étudier les associations minéralogiques par la méthode de Korjinskii.

#### a. CAS DES ROCHES CALCO-MAGNÉSIENNES AVEC EXCÈS DE $SiO_2$ ET PEU DE $FeO$ .

Ces roches comprennent les marbres calcitiques et les gneiss à silicates calciques. On considérera seulement celles d'entre elles dont la valeur du rapport  $MgO/FeO$  est élevée (ou à la rigueur celles où la totalité de  $MgO$  et  $FeO$  passe dans une seule phase).

Si le quartz est toujours présent, et si  $H_2O$  et  $CO_2$  sont considérés comme des constituants parfaitement mobiles, les constituants inertes déterminants sont  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$  et  $Al_2O_3$ . Des constituants tels que  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ , etc. sont des constituants accessoires

(indifférents), présents dans le sphène, le plagioclase, etc.  $FeO$  et  $Fe_2O_3$  sont des constituants mineurs substitués à  $MgO$  et  $Al_2O_3$ , sans que leur présence provoque l'apparition de phases nouvelles. Dans ces conditions, les minéraux « réactionnels » peuvent être représentés à l'aide d'un tétraèdre dont les sommets sont occupés par  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  et  $K_2O$ . Cependant, il est commode de substituer  $KAlO_2$  à  $K_2O$ , comme le fait Ramberg (1952), car l'un des sommets est alors occupé par le feldspath potassique. Avec ces hypothèses, dans un domaine de composition chimique homogène, le nombre des minéraux réactionnels est tel, que le nombre des phases est  $\varphi \leq 4$ , si l'équilibre chimique local est réalisé.

#### b. CAS DES DOLOMIES MÉTAMORPHIQUES.

Dans ces roches  $SiO_2$  se comporte comme un constituant inerte non en excès, et l'on peut aussi considérer  $H_2O$  et  $CO_2$  comme des constituants entièrement mobiles. Si l'on n'envisage pas des associations avec le spinelle, on peut représenter les paragenèses à l'aide d'un triangle dont les sommets sont occupés par  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ , qui représentent les constituants inertes déterminants. Dans ce cas, le nombre des minéraux réactionnels — si l'équilibre chimique local est réalisé, dans une roche de composition homogène, donné par la règle des phases — est tel que  $\varphi \leq 3$ .  $Al_2O_3$  est alors un constituant inerte indifférent présent dans la phase clinocllore; il en est de même pour  $K_2O$  présent dans la phase phlogopite, etc. Dans les paragenèses à spinelle,  $Al_2O_3$  devient un constituant inerte déterminant. Les associations seront représentées à l'aide d'un tétraèdre dont les sommets sont occupés par  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $MgO$  et  $CaO$  et le nombre maximum de minéraux réactionnels est 4.

#### c. RÔLE DE $pCO_2$ .

Enfin, il convient de souligner les différences de comportement de  $CO_2$  suivant la nature des roches calciques considérées, comme cela a été depuis longtemps remarqué (Goldschmidt, 1911). Dans les gneiss à silicates calciques, la pression partielle de  $CO_2$  reste en général modérée,  $CO_2$  peut s'échapper étant donné le faible volume de ce gaz mis en jeu par les réactions de décarbonatation. Ces réactions sont généralement complètes, et les associations minérales peuvent se modifier régulièrement, en fonction de l'augmentation de la température. Dans les marbres au contraire, la pression partielle de  $CO_2$  peut devenir rapidement très élevée et inhiber les réactions de décarbonatation, certaines associations peuvent être de ce fait « figées », et certaines réactions qui se sont produites dans les gneiss à silicates calciques adjacents, sous l'effet d'une élévation de température, peuvent ne pas se produire dans les marbres.

Lors du métamorphisme isochimique, à une certaine échelle d'observation, on peut en déduire, comme le fait remarquer Winkler (1965), que les roches se comportent comme des systèmes fermés vis-à-vis de CO<sub>2</sub>. Mais si l'on raisonne sur les associations minérales locales, à l'échelle du grain cristallin ou des limites de grains, on peut toujours considérer que CO<sub>2</sub> est un constituant entièrement mobile, en ce sens que sa pression partielle est fixée à l'extérieur du système local. Comme, généralement, le nombre des minéraux à l'équilibre, dans les associations naturelles, est celui prévu par la règle des phases en supposant que CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O sont des constituants entièrement mobiles, cette hypothèse n'est pas infirmée. Il est évident que lors d'une métasomatose, CO<sub>2</sub> peut être emporté par des solutions percolantes, et sa pression partielle peut être très faible. C'est le cas pour les associations des fissures et veines.

Les gneiss à silicates calciques sont souvent finement lités; la composition minéralogique varie d'un lit à l'autre, parfois assez largement pour que des *réactions d'incompatibilité* donnent naissance à des associations différentes de celles qui correspondent à la simple recristallisation isochimique des deux lits adjacents. Ces

réactions se produisent très souvent à l'échelle de la lame mince et la paragenèse qui leur correspond peut constituer un « micro-skarn » de réaction, qui s'interpose entre les associations propres à chacun des lits réactionnels. (Voir par exemple la réaction d'incompatibilité entre le diopside et la biotite en présence de quartz, ci-dessous.) Ce type de réaction peut être utilisé d'un point de vue zono-graphique.

## 2. Composition chimique.

Le tableau 21 donne, à titre d'exemple, la composition chimique de quelques marbres et de quelques gneiss calco-magnésiens de la série métamorphique du Canigou et de la Carança. Dans le groupe des marbres, il est essentiel de considérer les *marbres impurs* qui seuls donnent naissance à des paragenèses intéressantes pendant le métamorphisme; les marbres purs forment simplement des calcaires ou des dolomies recristallisées. Parmi les marbres impurs on doit, d'un point de vue pratique, distinguer deux groupes principaux : les *dolomies siliceuses* et les *calcaires siliceux un peu magnésiens*.

TABLEAU 21

|                                      | 56    | 57     | 58     | 59     | 60    | 61    | 62    | 63    | 64     | 65    | 66    |
|--------------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 1,00  | Traces | 7,85   | 10,55  | 1,75  | 1,50  | 2,10  | 50,30 | 69,00  | 65,50 | 72,00 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,60  | Traces | 1,70   | 2,70   | 1,20  | 1,00  | 1,00  | 8,20  | 12,15  | 17,50 | 8,60  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... |       | 0,65   | 1,20   | 1,80   | 0,60  | 0,80  | 0,45  | 0,00  | 1,20   | 0,15  | 3,20  |
| FeO.....                             | -     | 1,25   | 0,65   | 0,75   | 0,65  | 1,00  | 1,60  | 2,55  | 1,25   | 1,30  | 2,30  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | -     | -      | -      | -      | -     | -     | -     | 0,55  | 0,70   | 1,00  | 0,55  |
| MnO.....                             | -     | -      | -      | -      | -     | -     | -     | 0,10  | 0,05   | 0,05  | 0,80  |
| MgO.....                             | 2,00  | 21,05  | 18,95  | 16,65  | 16,30 | 10,85 | 20,60 | 7,50  | 3,25   | 1,15  | 2,20  |
| CaO.....                             | 53,00 | 31,80  | 28,65  | 27,35  | 34,30 | 41,30 | 28,00 | 26,80 | 6,00   | 7,00  | 8,80  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | -     | Traces | Traces | 1,10   | -     | -     | -     | 0,65  | 0,75   | 2,40  | 0,85  |
| K <sub>2</sub> O.....                | -     | Traces | Traces | 0,25   | -     | -     | -     | 1,45  | 4,50   | 1,50  | 0,15  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | -     | -      | -      | -      | -     | -     | -     | 0,15  | 0,15   | 0,20  | 0,35  |
| CO <sub>2</sub> .....                | 43,00 | 44,40  | 39,30  | 37,65  | 44,35 | 43,10 | 44,75 | 1,00  | 0,50   | 1,50  | 0,00  |
| H <sub>2</sub> O +.....              | -     | 0,50   | 0,35   | 0,90   | 0,65  | 0,20  | 0,95  | 0,30  | 0,60   | 0,40  | 0,80  |
| H <sub>2</sub> O -.....              | -     | 0,30   | 1,20   | 0,50   | 0,05  | -     | 0,20  | -     | -      | 0,30  | -     |
|                                      | 99,60 | 99,95  | 99,85  | 100,20 | 99,85 | 99,75 | 99,65 | 99,55 | 100,10 | 99,95 | 99,60 |

NOTA.

56 : marbre calcaire; Py. — 57 : marbre dolomitique; lac de Carança. — 58 : marbre à trémolite; lac de Carança. — 59 : marbre dolomitique à albite : lac de Carança. — 60, 61 et 62 : marbres dolomitiques du pic de Costabonne. — 63 : gneiss à silicate calcique (grossulaire, diopside, idocrase, microcline, wollastonite) Py. — 64 : gneiss à silicate calcique (diopside, microcline, trémolite, clinozoisite, sphène, quartz) La Preste. — 65 : gneiss à silicate calcique (plagioclase An = 40 %, quartz, hornblende, clinozoisite, sphène, biotite, allanite) Py (intercalé dans les gneiss G<sub>3</sub> à Terre Blanche). — 66 : quartzite à silicates calciques (quartz, épidote, trémolite, grenat) Ballestavy (La Coume).

### 3. Paragenèses, zones et subfaciès minéralogiques.

D'après ce qui précède, les marbres et les gneiss à silicates calciques réagissent avec une certaine indépendance, lors du métamorphisme progressif. Cette circonstance complique singulièrement le métamorphisme progressif des roches calciques au sein desquelles il faut considérer séparément, d'une part les marbres dérivés de dolomies siliceuses (marbres dolomitiques), et d'autre part les marbres dérivés de calcaires siliceux peu magnésiens (marbres calcaires) et les cornéennes rubanées (gneiss à silicates calciques). Ainsi, alors que la dolomie réagit très facilement avec le quartz à la base de l'épizone, la calcite ne réagit avec le quartz qu'au début de la catazone pour autant que le permette la pression de CO<sub>2</sub>. D'autre part, alors que le diopside apparaît dès la mésozone supérieure, dans les marbres calcaires et les cornéennes rubanées où SiO<sub>2</sub> > 2 MgO, ce minéral ne se forme, dans les marbres dolomitiques, que pour un degré de métamorphisme beaucoup plus élevé. Quant à la forstérite, elle n'apparaît évidemment que dans les marbres dolomitiques. L'étude systématique des paragenèses, dans chaque groupe de roches calciques, permet de reconnaître les diverses zones, ou éventuellement les divers subfaciès suivants.

#### a. ZONE DE LA TRÉMOLITE.

Dans le territoire étudié, le métamorphisme des roches calciques débute avec la zone de la trémolite; cependant, il est très probable qu'à l'extérieur de ce territoire il existe une zone de plus bas degré de métamorphisme, la zone du talc. *La zone de la trémolite est caractérisée par l'association stable de la trémolite (actinote), de la calcite, et du quartz.*

Les associations rencontrées sont :

— dans les marbres calcaires impurs :

1. Calcite - quartz - clinocllore - trémolite - phlogopite;
2. Calcite - quartz - muscovite - clinocllore - clinozoïsite;
3. Calcite - quartz - muscovite - phlogopite - plagioclase;
4. Calcite - quartz - phlogopite - clinocllore;
5. Calcite - quartz - trémolite - clinozoïsite.

Les minéraux accessoires sont : sphène, apatite, minéraux opaques.

— dans les cornéennes calco-magnésiennes :

6. Amphibole - plagioclase - clinozoïsite - quartz - biotite - sphène;
7. Amphibole - plagioclase - quartz - chlorite - clinozoïsite

8. Amphibole - clinozoïsite - quartz - biotite - muscovite - sphène;

9. Amphibole - plagioclase - calcite - chlorite - clinozoïsite - sphène.

Ces roches pourraient être décrites comme des para-amphibolites. L'amphibole toujours aciculaire, est faiblement colorée, voire incolore. C'est donc une trémolite-actinote (peut-être aussi une hornblende actinolitique pauvre en alumine). Le plagioclase est acide au début de la zone de la trémolite, mais à la base, il existe des plagioclases renfermant jusqu'à 50 % d'anorthite.

— dans les dolomies métamorphiques :

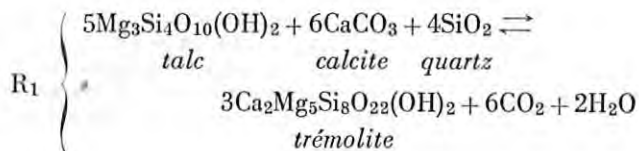
10. Dolomie - calcite - talc;
11. Dolomie - calcite - talc - clinocllore;
12. Dolomie - calcite - clinocllore - phlogopite - talc.

Jusqu'à présent, on ne connaît pas dans la zone de la trémolite, l'association trémolite-dolomie, considérée par certains (H. Winkler, 1965) comme très fréquente. Cette association est par contre très commune dans la zone du diopside. Il se pourrait que cette association soit stable dans la zone de la trémolite de la région, mais que l'échantillonnage ait été insuffisant. Si c'est effectivement le cas, l'association trémolite-dolomie serait stable sur une zone étroite à la base de la zone de la trémolite. Il faut cependant remarquer que l'association dolomie-calcite est connue dans la zone du diopside (cf. ci-dessus).

Les associations minéralogiques dans la zone de la trémolite peuvent être représentées à l'aide des diagrammes composition-paragenèse des figures 43 et 44.

#### 1° Cas des marbres dolomitiques avec SiO<sub>2</sub> non en excès

Ces marbres renferment en général l'association dolomie-calcite-talc, du subfaciès trémolite-calcite-talc, représenté sur la figure 43a. Cette association existe aussi dans la zone du talc, et l'association calcite-trémolite-talc, caractéristique pour définir le subfaciès précédent, n'a pas été trouvée dans la zone de la trémolite. Cependant, elle est connue dans la zone du diopside (cf. ci-dessus); on peut donc penser que cette association est probablement représentée dans la zone de la trémolite de notre région. La trémolite s'est formée dans les dolomies siliceuses par la réaction R<sub>1</sub> :





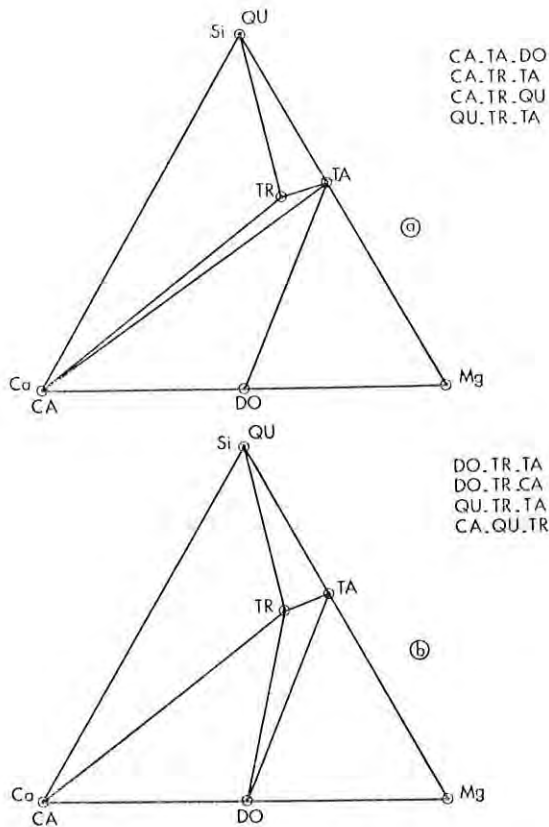
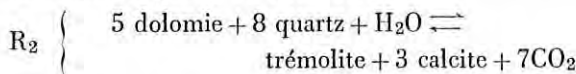


FIG. 43 a et b

*Associations des marbres dolomitiques dans la zone de la trémolite*

Seules les associations représentées par a sont connues dans la région étudiée. — CA, calcite; QU, quartz; DO, dolomie; TA, talc; TR, trémolite.

Si l'association trémolite-dolomie existe effectivement comme paragenèse fondamentale des dolomies de cette zone, elle aura probablement été formée par la réaction R 8 (cf. ci-dessous). Elle pourrait aussi prendre naissance directement par la réaction R<sub>2</sub> :



Mais la réalité de cette réaction, au cours du métamorphisme régional progressif, paraît douteuse dans la région étudiée. La réaction R<sub>2</sub> se produit certainement dans des fissures des dolomies, localement, sous l'influence de solutions siliceuses percolant les dolomies.

**2° Dans les roches calciques avec SiO<sub>2</sub> en excès.**

Les associations des gneiss à silicates calciques et des marbres calciques avec excès de SiO<sub>2</sub>, peuvent être

complètement représentées à l'aide des diagrammes 44a et 44b :

— au début de la zone de la trémolite, il existe un subfaciès caractérisé par l'association *calcite-clinocllore-trémolite-phlogopite*, dans lequel les associations trémolite-clinozoïsite, trémolite-muscovite et clinozoïsite-phlogopite, ne sont pas stables. Les associations de ce subfaciès sont données dans le diagramme 44a.

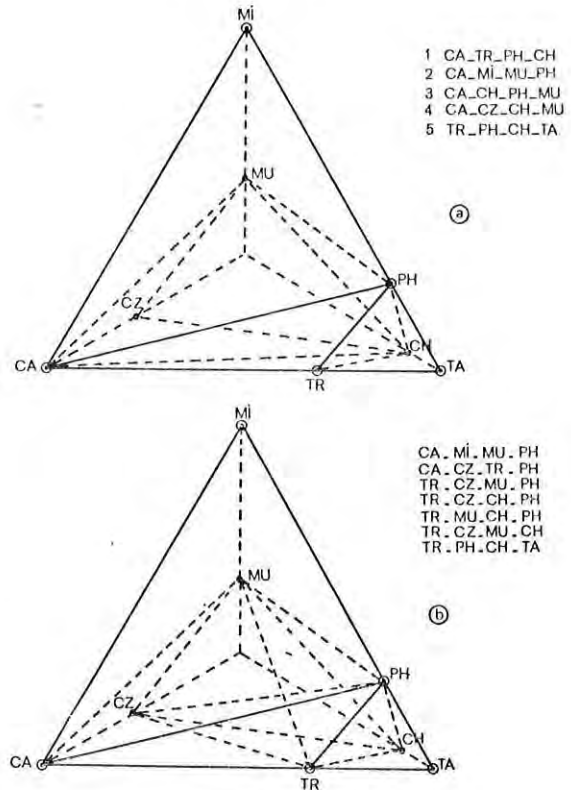


FIG. 44

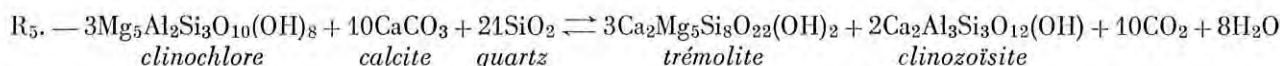
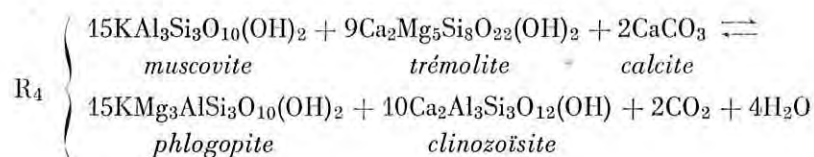
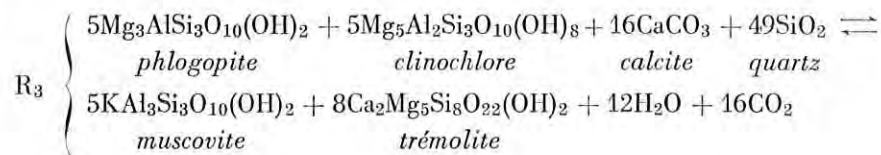
*Associations des gneiss à silicates calciques et des marbres calciques dans la zone de la trémolite*

a, subfaciès calcite-clinocllore-trémolite-phlogopite; b, subfaciès calcite-clinozoïsite-muscovite-trémolite. Dans ce cas la pression de CO<sub>2</sub> est supposée trop forte pour que le grossulaire soit stable. — MI, microline; MU, muscovite; CZ, clinozoïsite; CA, calcite; TR, trémolite; TA, talc; CH, chlorite; PH, phlogopite.

— par la suite, les associations clinozoïsite-trémolite, clinozoïsite-phlogopite et trémolite-muscovite sont stables. Dans les roches du Canigou observées, l'association trémolite-muscovite n'est connue qu'en l'absence de calcite, ou, si ce minéral est présent dans la roche, les paragenèses à muscovite sont toujours séparées des paragenèses carbonatées. Donc, l'association trémolite-muscovite-calcite n'a pas été trouvée. De même, on n'a

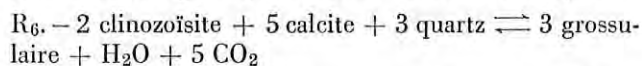
pas trouvé d'associations avec le grossulaire, mais on connaît, par contre, l'association calcite-clinozoïsite-trémolite. Toutes ces associations peuvent être représentées à l'aide du diagramme 44b, et définissent un

subfaciès caractérisé par l'association *calcite-clinozoïsite-muscovite-trémolite*. On atteint ce subfaciès, à partir des associations du subfaciès précédent, par les réactions suivantes :



Ce système de réactions montre que l'on pourrait définir un subfaciès intermédiaire entre ceux représentés par les diagrammes 44a et 44b, à l'aide de l'association *muscovite-trémolite-calcite*, alors que *trémolite-clinozoïsite* et *clinozoïsite-phlogopite* ne seraient pas encore stables (1).

L'absence de grossulaire, dans les associations observées, peut être expliquée en admettant que la pression de CO<sub>2</sub> était localement trop forte pour permettre la formation du grenat, suivant la réaction classique :



d'où la stabilisation de l'association *clinozoïsite-calcite*. Cette éventualité est fréquente dans les marbres; mais la pression de CO<sub>2</sub>, à la même température, peut être beaucoup plus faible dans les gneiss à silicates calciques, pauvres en carbonates. Il est probable que le grossulaire existe dans certaines de ces roches de la zone de la trémolite, mais on n'a pas encore trouvé ces associations.

A la base de la zone de la trémolite, on a trouvé des plagioclases renfermant 50 % d'anorthite. Il serait peut-être possible de définir deux subfaciès dans la zone de la trémolite : un subfaciès caractérisé par l'association *clinozoïsite-plagioclase acide*, et un subfaciès à *plagioclase intermédiaire-clinozoïsite*. Dans le premier,

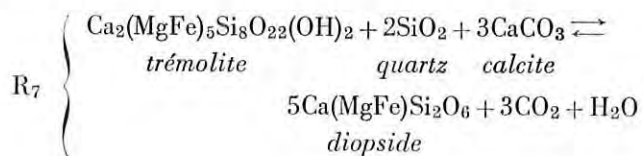
la muscovite est stable en présence de l'amphibole (cas de l'association 13 et 11), mais dans le second, l'association amphibole-muscovite est remplacée par l'association biotite-plagioclase (cf. réaction 24 ci-dessous). Les associations avec le microcline, si fréquentes dans la zone du diopside, n'ont pas été trouvées dans la zone de la trémolite; selon H. Ramberg (1952) l'association muscovite - calcite serait instable dans cette zone, mais ce n'est pas le cas dans la région étudiée.

#### b. ZONE DU DIOPSIDE.

Dans la région, la zone du diopside est toujours atteinte à la base de l'enveloppe paléozoïque, dans les roches calciques avec excès de SiO<sub>2</sub>; cette zone apparaît avant la zone de la forstérite. Dans le détail, l'isograde (+) diopside suit sensiblement la limite entre la zone de la biotite et la zone de la cordiérite des micaschistes et il recoupe la stratification. Quand la zone de la biotite s'abaisse dans l'enveloppe jusqu'au voisinage immédiat des gneiss du Canigou, les niveaux calciques qui surmontent immédiatement les gneiss à la base de l'enveloppe sont toujours situés dans la zone du diopside (par exemple sur le versant sud du massif de la Carança). La zone du diopside existe donc toujours dans l'enveloppe au contact des gneiss du Canigou. On verra que cette disposition remarquable de l'isograde (+) diopside est une manifestation de l'« effet de socle ».

(1) Depuis la rédaction de ce chapitre, l'association muscovite - trémolite - calcite a été trouvée dans les massifs du Canigou et de l'Albère, voir G. Guitard, C. R. Acad. Sci., 1967, t. 264 D, p. 17-20.

Le diopside se forme suivant la réaction (7) :



En général, le diopside et les minéraux qui l'accompagnent se rencontrent dans les gneiss à silicates calciques et les marbres calcaires, alors que dans les marbres dolomitiques sous-saturés en  $\text{SiO}_2$ , persistent les associations de la zone de la trémolite. Les niveaux de marbres dolomitiques et les gneiss à silicates calciques, qui affleurent largement sur les hauts sommets du massif de la Carança, présentent les associations variées suivantes, au début de la zone du diopside.

— dans les marbres dolomitiques : (cf. fig 45).

14. Talc - calcite - dolomie - phlogopite;
15. Talc - calcite - dolomie - phlogopite - albite;
16. Trémolite - talc - calcite - dolomie - clinocllore;
17. Trémolite - calcite - dolomie - phlogopite;
18. Trémolite - calcite - dolomie - phlogopite - clinocllore;
19. Trémolite - calcite - dolomie - phlogopite - albite;
20. Clinocllore - calcite - dolomie - phlogopite - albite;
21. Clinocllore - calcite - dolomie - phlogopite - scapolite.

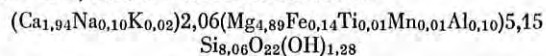
Dans ces marbres, la trémolite est le minéral le plus abondant et forme des grands cristaux atteignant plusieurs centimètres de long. Deux analyses chimiques en sont données ci-dessous :

TABLEAU 22

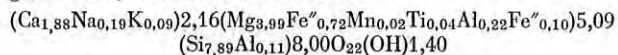
|                               | 40    | 41     |
|-------------------------------|-------|--------|
| $\text{SiO}_2$ .....          | 58,65 | 56,50  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ ..... | 0,60  | 2,00   |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ..... | 0,05  | 1,00   |
| $\text{FeO}$ .....            | 1,20  | 6,25   |
| $\text{TiO}_2$ .....          | 0,15  | 0,40   |
| $\text{MnO}$ .....            | 0,15  | 0,20   |
| $\text{CaO}$ .....            | 13,20 | 12,55  |
| $\text{MgO}$ .....            | 23,65 | 19,00  |
| $\text{Na}_2\text{O}$ .....   | 0,35  | 0,70   |
| $\text{K}_2\text{O}$ .....    | 0,10  | 0,50   |
| $\text{H}_2\text{O} +$ .....  | 1,40  | 1,50   |
|                               | 99,50 | 100,60 |

NOTA.

L'analyse 40 est celle d'une trémolite blanche avec  $-2V = 82^\circ$ ,  $ng\Delta c = 19^\circ$ , dont la formule structurale est :



L'analyse 41 est celle d'une actinote verte avec  $-2V = 76^\circ$ ,  $ng\Delta c = 20^\circ$ , de formule structurale :



Les échantillons 40 et 41 proviennent des marbres au sud des lacs de Carança.

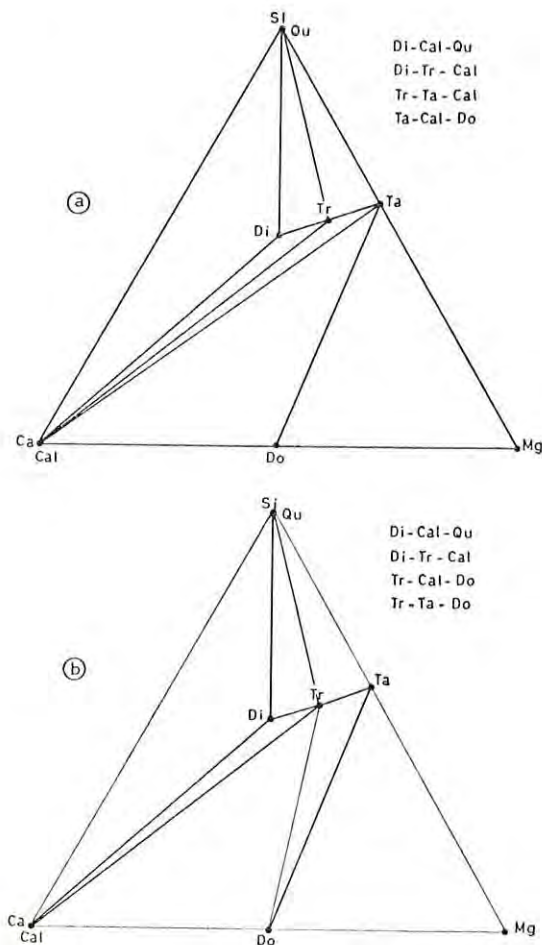


FIG. 45

Subfaciès de la zone du diopside dans les marbres dolomitiques.

a, subfaciès diopside-talc-calcite; b, subfaciès diopside-talc-dolomie

La trémolite est parfois pseudomorphosée en talc. Dans toutes ces associations, comme dans celles de la zone précédente, il existe parfois du quartz détritique inclus dans des plages de calcite, cette association étant stable dans la zone du diopside.

Dans ces marbres dolomitiques l'existence de clinocllore, plagioclase, phlogopite, s'explique par la présence initiale, dans la dolomie, de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  et  $K_2O$  comme impuretés, ces oxydes se comportant comme des constituants inertes. En effet, ces minéraux forment généralement des lits bien distincts, qui indiquent la stratification originelle, analogues aux lits silicatés dans les marbres calcaires. Une comparaison illustre bien le comportement inerte des alcalins : dans les marbres au sud des lacs de Carança, l'albite se développe en abondance dans certains niveaux (associations 15-19-20) et est associée à des grains de quartz détritiques inclus dans la calcite. A quelques kilomètres à l'Ouest, dans les mêmes niveaux isofaciaux de la vallée du Sègre, on a trouvé la paragenèse suivante : calcite-labrador  $An = 65\%$  - phlogopite-clinocllore. Dans les deux cas la nature du plagioclase est fonction de la composition originelle du marbre impur.

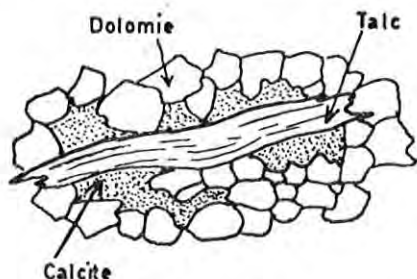
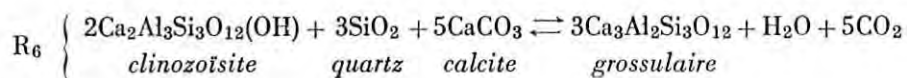


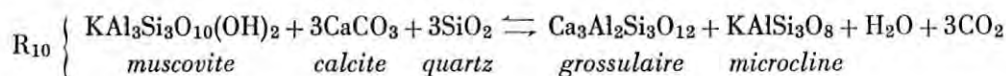
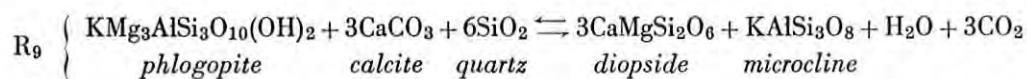
FIG. 46

Association talc-dolomie-calcite  
dans les dolomies métamorphiques de la zone du diopside  
(pic de Bassibès, massif de Carança)

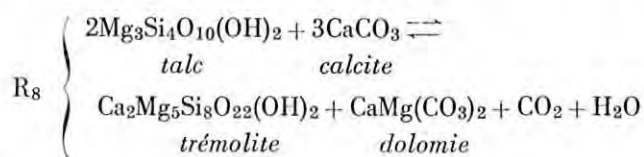
Dans les marbres dolomitiques on remarque la présence de niveaux à talc sans trémolite, au sein de niveaux à trémolite (par exemple, dans les dolomies, au sud du pic de Bassibès-Carança). Ces roches représentent les niveaux les moins siliceux, où il ne subsiste plus assez de quartz susceptible de réagir avec le talc, pour former de la trémolite. De plus, la présence de tels niveaux à talc primaire (cf. fig. 46) prouve qu'au début de la zone du diopside la température n'est pas encore assez élevée



et le microcline par les réactions 9 et 10.



pour permettre à la réaction (8) de s'effectuer (C. E. Tilley, 1948).



Cependant, c'est probablement à l'intérieur de la zone du diopside que le talc cesse définitivement d'être stable en présence de la calcite selon la réaction R 8. En effet, dans la zone de la forstérite, le talc est toujours hystérogène dans ces conditions. D'autre part, on y rencontre des pseudomorphoses de trémolite en carbonate et talc, sans quartz, qui s'expliquent par la réaction 8 fonctionnant de la droite vers la gauche, sous l'effet d'une diminution de la température ou d'une augmentation de  $pH_2O$  ou  $pCO_2$ .

La figure 45 donne les associations minérales des dolomies métamorphiques de la zone du diopside où l'on peut distinguer deux subfaciès, diopside-talc-calcite (associations 14 et 15) et diopside-talc-dolomie (associations 17-18 et 19). L'association 16 est hors d'équilibre.

— dans les marbres calcaires, les associations calcite diopside et calcite-diopside-trémolite sont fréquentes.

— dans les gneiss à silicates calco-magnésiens, encaissés au contact des marbres du même district, on a trouvé les associations :

22. Amphibole - plagioclase  $An = 30\% - 35\%$  - quartz - sphène;
23. Diopside - amphibole - clinozoïsite - microcline - sphène - quartz;
24. Diopside - grossulaire - idocrase - microcline - quartz - calcite.

Dans l'association 22, la clinozoïsite et la muscovite sont hystérogènes.

Dans ces associations avec quartz en excès, le diopside se forme par la réaction (7). Le grossulaire apparaît par la réaction (6).

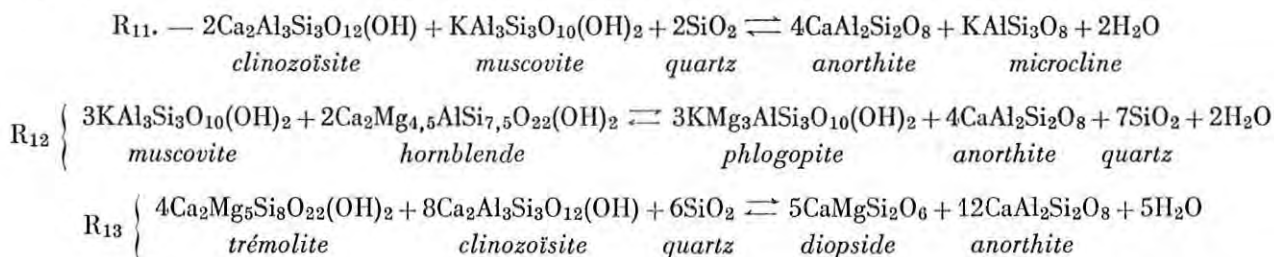
La présence du microcline dans certaines de ces roches peut être également interprétée par la réaction (15). Ce microcline métamorphique est toujours finement « quadrillé » ou « moiré » mais n'est jamais maclé Carlsbad. Dans les roches de ce secteur, on rencontre également le diopside dans des skarns de réaction :

— à la périphérie d'anciens nodules siliceux (cherts) dans les marbres à trémolite;

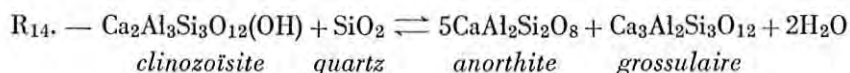
— au contact des marbres et des gneiss du Canigou.

D'une manière générale, dans les roches calciques à excès de silice, la nature des associations minéralogiques est assez constante depuis la zone du diopside jusqu'à la zone de la wollastonite. L'utilisation de la paragenèse des gneiss à silicates calciques et des marbres calcaires n'a pas permis de définir de nouveaux isogrades faciles à repérer dans l'ensemble du domaine appartenant aux zones de la cordiérite et de l'andalousite. Il semble cependant que l'épidote, stable au début de la zone du diopside, ne soit plus qu'un minéral hystérogène par la suite. La progressivité du métamorphisme s'inscrit certainement beaucoup mieux dans les minéraux des marbres dolomitiques comme on le verra ci-dessous. Cependant, l'association grossulaire-plagioclase est connue dans la zone de la forstérite et définit un isograde.

C'est pourquoi nous donnons maintenant les associations effectivement observées dans les gneiss à silicates calciques et les marbres calcaires, à la fois dans la zone du diopside et dans la zone de la forstérite. Ces associations sont caractérisées, pour certaines compositions avec diopside et amphibole, par des plagioclases très basiques *proches de l'anorthite* (gneiss à bytownite).



Dans la zone de la forstérite, la clinozoïsite cesse d'être stable en présence de quartz, si la pression de l'eau n'est pas trop forte. La réaction 14 intervient alors :



Dans les gneiss finement lités, on observe plusieurs de ces associations dans une même lame mince. Quelques associations renferment de la muscovite en grandes

25. Diopside - calcite.
26. Diopside - calcite - microcline - phlogopite - clinozoisite - sphène (cf. remarque).
27. Diopside - microcline - amphibole - quartz - épidote - sphène.
28. Diopside - plagioclase An 60 à 80 % - microcline - quartz - sphène (calcite - amphibole - épidote).
29. Diopside - plagioclase An 60 % - sphène - microcline - épidote.
30. Diopside - plagioclase An 25 % - amphibole - clinozoisite - sphène.
31. Amphibole - plagioclase An 50 %-60 % - sphène - quartz (clinozoisite - muscovite).
32. Amphibole - plagioclase An 60 %-80 % - biotite - sphène - clinozoisite - quartz.
33. Amphibole - plagioclase An 50 % - quartz - biotite - sphène.
34. Amphibole - plagioclase - microcline - quartz - sphène.
35. Diopside - grossulaire - idocrase - microcline - quartz - calcite.
36. Diopside - idocrase - microcline - sphène - quartz.
37. Grossulaire - quartz - calcite - sphène.
38. Grossulaire - plagioclase - diopside - quartz - sphène.

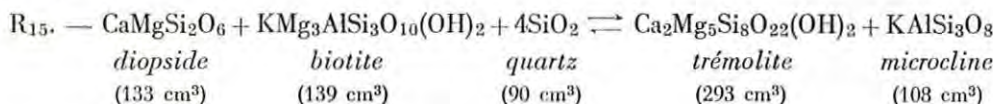
Les gneiss à silicates calciques, qui renferment un plagioclase proche de l'anorthite, obligent à considérer que l'anorthite devient stable dans la zone du diopside et de la forstérite. Des associations comme trémolite-muscovite, clinozoisite-muscovite et clinozoisite-trémolite deviennent alors instables en présence de quartz.

Les réactions suivantes sont intervenues dans les roches calciques avec excès de SiO<sub>2</sub> :

lamelles, associée à de la clinozoïsite au contact de l'amphibole. La muscovite y est certainement hystérogène, car, à ce degré du métamorphisme, l'asso-

ciation muscovite-amphibole est remplacée par l'association biotite-anorthite, comme le montre clairement l'étude des skarns de réaction (cf. ci-dessus, réaction 12). Une autre incompatibilité minéralogique importante

peut se manifester dans les gneiss à silicates calciques entre lits adjacents : en présence de quartz, le diopside et la biotite réagissent selon la réaction (15) :



La réaction 15 est importante car elle ne met pas en jeu une phase fluide et elle est sensible à la pression : le membre de droite de la réaction est favorisé par une faible pression.

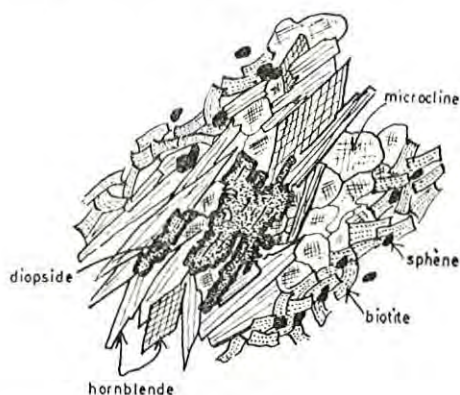


FIG. 47

Aspect micrographique de la réaction d'incompatibilité R 15

Le diopside et la biotite sont séparés par une zone de réaction avec trémolite et microcline. Gneiss calco-magnésien au voisinage de Py.

Elle est illustrée par la figure 47 où l'on voit les petits bancs lenticulaires d'un calcaire magnésien transformés en diopside, qui ont réagi au contact d'un ancien schiste marneux riche en biotite, avec formation d'une zone intermédiaire constituée d'un agrégat granoblastique de trémolite et de microcline. L'incompatibilité minéralogique, en présence de quartz, entre le diopside et la biotite s'observe toujours dans la région dès la zone du diopside. Elle est très bien exprimée dans les endoskarns de réaction.

Ainsi, dans les roches calciques avec excès de SiO<sub>2</sub>, appartenant aux zones du diopside et de la forstérite on peut définir trois subfaciès correspondant à une augmentation de l'intensité du métamorphisme pour des pressions de CO<sub>2</sub> modérées (CO<sub>2</sub> peut s'échapper), dont les associations caractéristiques sont données sur les figures 48 - 49 - 50 :

- a. Subfaciès diopside-grossulaire-clinozoïsite (fig. 48);
- b. Subfaciès diopside-grossulaire-clinozoïsite-anorthite (fig. 49);
- c. Subfaciès grossulaire-anorthite, également décrit par P. Misch (1964) [fig. 50].

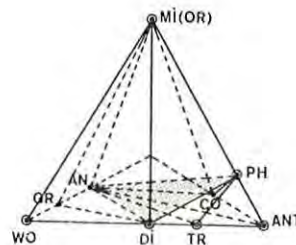
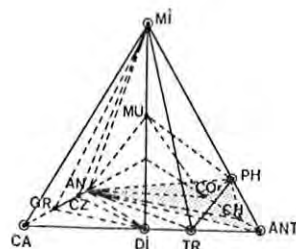
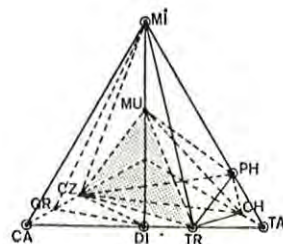


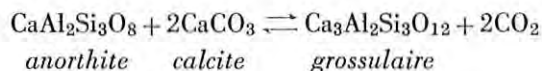
FIG. 48-49-50

Subfaciès dans les roches calco-magnésiennes avec excès de SiO<sub>2</sub> dans les zones du diopside et de la forstérite

48. — Subfaciès diopside-grossulaire-clinozoïsite. 49. — Subfaciès diopside-grossulaire-clinozoïsite-anorthite. 50. — Subfaciès grossulaire-anorthite. Les associations sont représentées sur le tétraèdre K Al O<sub>2</sub>, CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. MI, microcline; MU, muscovite; CZ, clinozoïsite; GR, grossulaire; CA, calcite; TR, trémolite; CH, clinocllore; PH, phlogopite; DI, diopside; WO, wollastonite; AN, anorthite; ANT, anthophyllite; CO, cordiérite; OR, orthose; Q, quartz; TA, talc. Ces diagrammes correspondent au cas où la pression de CO<sub>2</sub> est modérée avec grossulaire stable.

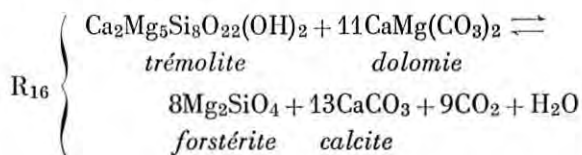
Dans tous ces subfaciès, l'association trémolite-microcline est généralement stable dans la région étudiée.

A une même température,  $p_{CO_2}$  peut être plus élevé dans les marbres que dans les gneiss calciques adjacents : d'où la possibilité, rare dans la région étudiée, d'associations calcite-diopside-anorthite, la formation du grossulaire étant inhibée :



### c. ZONE DE LA FORSTÉRITE.

Cette zone ne peut être définie que dans les marbres dolomitiques, où la forstérite prend d'abord naissance, par la réaction 16 :



Cette réaction permet de définir, comme on le verra, un subfaciès forstérite + trémolite avec lequel débute la zone de la forstérite; il est caractérisé par la stabilité des associations forstérite-calcite-dolomie et forstérite-calcite-trémolite dans les marbres dérivant des dolomies siliceuses. La zone de la forstérite est largement représentée dans les marbres dolomitiques de l'enveloppe paléozoïque du Canigou et de la partie occidentale du massif de Carança. Elle a été également reconnue dans les marbres dolomitiques affleurant dans la partie orientale de la fenêtre de Balagt. L'isograde (+) forstérite défini par la réaction 16 apparaît dans la zone andalousite-biotite des micaschistes, et paraît coïncider sensiblement avec l'isograde (—) staurotide. Dans de nombreuses préparations la forstérite est associée à la chondrodite, ou bien il existe seulement de la chondrodite. On admettra que les associations à forstérite ou à chondrodite sont sensiblement équivalentes au point de vue du degré de métamorphisme. En effet M. Fonteilles (1962) fait remarquer que la différence  $\Delta G$  pour la réaction forstérite + brucite  $\rightleftharpoons$  chondrodite est extrêmement faible, les deux minéraux ayant une structure fort voisine. Les associations observées dans le subfaciès forstérite-trémolite (sud de Corsavy, pic de Cambras d'Azé, pic Barbet) sont :

40. Forstérite - trémolite - calcite;
41. Forstérite - calcite - dolomie;
42. Forstérite - trémolite - calcite - clinocllore;
43. Forstérite - trémolite - calcite - clinocllore - phlogopite;
44. Chondrodite - calcite - dolomie - clinocllore - phlogopite.

Ces associations sont conformes à celles que prévoit la figure 51a pour le subfaciès forstérite-trémolite. Le talc a cessé d'être stable en présence de la dolomie.

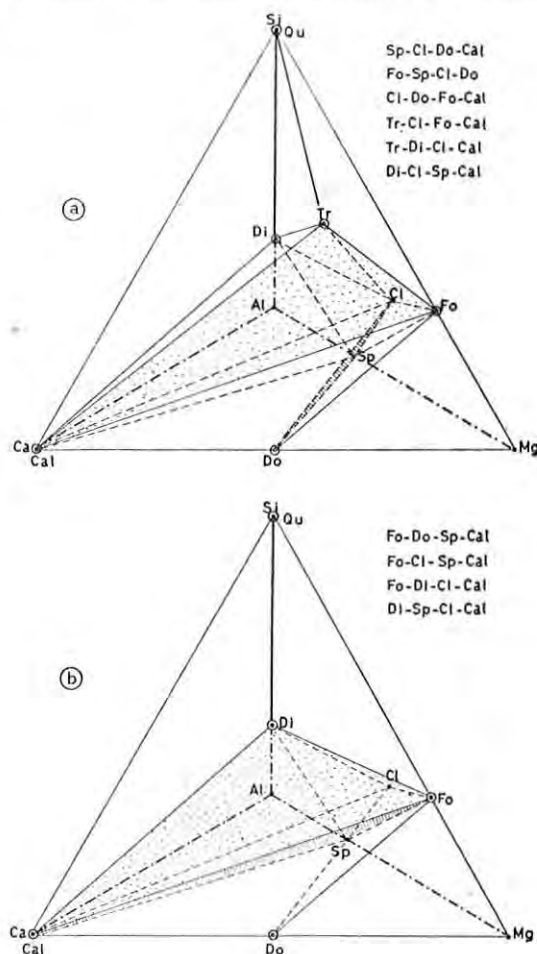
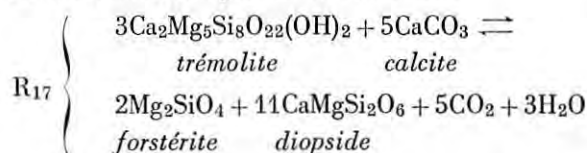


FIG. 51

#### Subfaciès des marbres dolomitiques de la zone de la forstérite

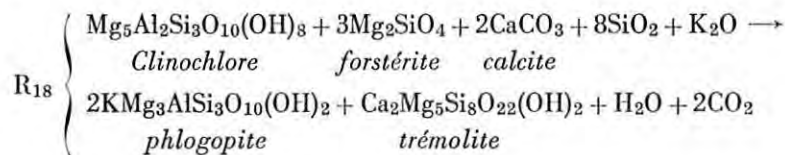
Les diagrammes montrent les associations stables en présence de carbonates. — a, subfaciès forstérite-trémolite-calcite; b, subfaciès forstérite-diopside-calcite; DI, diopside; TR, trémolite; FO, forstérite; SP, spinelle; CL, clinocllore; DO, dolomie; CA, calcite.

A un plus fort degré du métamorphisme, on peut définir un nouveau subfaciès dans les marbres dolomitiques de la zone de la forstérite, caractérisé par la stabilité de la forstérite et du diopside (subfaciès forstérite-diopside). Il coïncide donc avec la disparition de la trémolite, en présence de calcite. La réaction 17 est caractéristique de ce subfaciès :

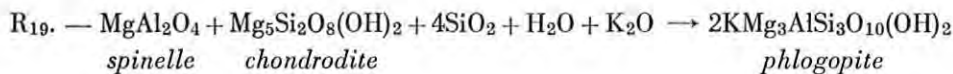


Tous les marbres dolomitiques de la zone profonde du Canigou dans la région de Py ou de Vernet-les-Bains appartiennent au subfaciès forstérite-diopside dont les associations caractéristiques sont données sur le diagramme de la figure 51. Nous avons étudié en détail les marbres dolomitiques au sud-ouest de Py, qui affluent sur la route de Py à Mantet (lieu dit Terre Blanche). Les paragenèses y sont assez complexes, parce que des associations rétro-morphiques, dues à l'action des solutions post-magmatiques au voisinage du granite profond du Canigou, se superposent aux paragenèses progrades du métamorphisme régional. Dans ces paragenèses dominent la forstérite et la chondrodite. Ce dernier minéral, à macles polysynthétiques suivant (001), montre trois variétés : chondrodite polychroïque avec  $np$  jaune plus ou moins intense, et  $np \wedge c = 24 - 28^\circ$ ; chondrodite incolore avec  $np \wedge c = 24^\circ$ ; clinohumite polychroïque avec  $np$  jaune d'or et  $np \wedge c = 8^\circ$ . C'est seulement ici que l'on a trouvé le spinelle dans les marbres dolomitiques (hormis les auréoles de contact des granites circonscrits). Les paragenèses effectivement observées sont :

45. Forstérite - calcite - dolomie - clinochlore;
46. Forstérite - calcite - dolomie - chondrodite;
47. Forstérite - chondrodite - calcite - dolomie - clinochlore;
48. Forstérite - chondrodite - clinochlore - [spinelle] (1) - calcite - dolomie;
49. Forstérite - clinochlore - [spinelle] - calcite - dolomie;
50. Forstérite - diopside - calcite - clinochlore;
51. Chondrodite - trémolite - dolomie - calcite;
52. Forstérite - chondrodite - trémolite - phlogopite - diopside - calcite;



Ces associations particulières à trémolite et phlogopite sont liées à l'action locale des solutions post-magmatiques percolant les dolomies à la périphérie du granite profond du Canigou, avec apport de  $SiO_2$  et d'alcalins, qui, dans ce cas, ont un comportement « entièrement mobile ». Dans les marbres du pic de Costabonne on rencontre également des veines de phlogopite dans les



53. Chondrodite - calcite - dolomie;
54. Chondrodite - calcite - dolomie - clinochlore;
55. Trémolite - calcite.

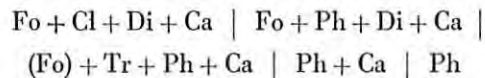
Il est bien évident que plusieurs de ces associations ne sont pas en équilibre et qu'elles reflètent la superposition de subfaciès différents dont les uns sont liés au métamorphisme prograde et les autres au métamorphisme rétrograde.

Pour une composition déterminée des dolomies, la présence de l'association forstérite-diopside avec la calcite signifie que la réaction R 17 a fonctionné de la gauche vers la droite, et que l'association de la trémolite et de la calcite a été effectivement instable. Cependant, de la trémolite existe dans ces marbres dans les conditions suivantes :

— sous forme de veines de « trémolite » correspondant à l'association 55;

— comme pseudomorphose de la chondrodite associée à de la dolomie dans l'association 51;

— dans une zone intermédiaire entre des petites veines ou lentilles monominérales de phlogopite (« phlogopite ») et le marbre à forstérite, dans l'association 52. Dans ce cas, on observe en fait la suite de zones suivantes, en allant du marbre vers la phlogopite :



Dans ce cas, en plus de la réaction 17 fonctionnant de la droite vers la gauche, il intervient une réaction métasomatique R 18.

dolomies métamorphiques à résidu de forstérite, de clinohumite et de spinelle (G. Guitard et P. Laffite, 1958). Il s'agit aussi de formations métasomatiques dont l'origine est analogue à celle des veines à phlogopite de Py, mais dans des roches de composition sensiblement différentes où intervenait la réaction 19.

(1) Le signe [ ] indique que le spinelle est à l'état de relique.



En conclusion, les associations à trémolite + calcite sont hystérogènes dans les dolomies métamorphiques de Py.

On considérera maintenant les associations des marbres de Py où la forstérite, la chondrodite et le

clinocllore sont associés au spinelle (associations 48 et 49). Dans toutes les lames examinées, le spinelle est en voie de remplacement par le clinocllore ou la dolomie; de même la chondrodite (cf. fig. 52). Ceci peut être interprété par la réaction 20 :

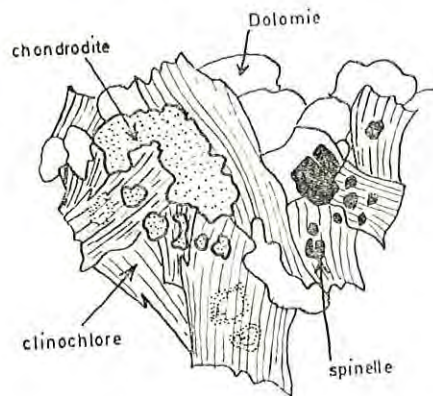
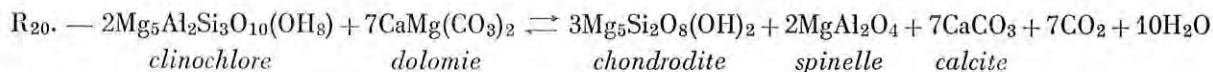


FIG. 52

Reliques blindées de chondrodite et de spinelle dans le clinocllore des dolomies métamorphiques de Py

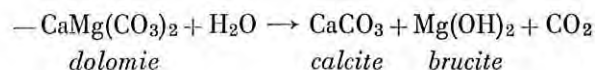
Cette réaction a d'abord fonctionné de la gauche vers la droite au cours du métamorphisme progressif, puis de la droite vers la gauche durant une phase régressive, mais les réactions sont restées incomplètes, ce qu'on a déjà noté à propos des réactions métasomatiques dues à l'action des solutions post-magmatiques dans les mica-schistes de la zone profonde du Canigou. Dans le premier cas, les associations stables, pour une composition déterminée des dolomies, sont : chondrodite-spinelle-calcite - clinocllore ou chondrodite - spinelle - calcite - dolomie. Dans le second, les associations stables sont : clinocllore-spinelle-dolomie-calcite; chondrodite-dolomie-clinocllore - spinelle et clinocllore - dolomie - calcite-chondrodite. Ces associations sont respectivement représentées sur les diagrammes des figures 51a et 51b.

C'est seulement dans les marbres de la région de Py, où le métamorphisme a atteint les conditions du sub-faciès forstérite-diopside-calcite, que l'on voit apparaître l'association forstérite-spinelle-calcite. En effet, cette association n'est pas connue dans les dolomies métamorphiques du sub-faciès forstérite-trémolite-calcite, où l'association forstérite-clinocllore-calcite-dolomie la remplace. C'est également cette dernière association qui est stable au cours d'une phase rétro-morphique, dans

les marbres de la région de Py. C'est pourquoi, faute d'informations plus précises, on peut considérer que la réaction 20 se produit à peu près en même temps que la réaction 17, et que l'association forstérite-spinelle-calcite caractérise le sub-faciès forstérite-diopside-calcite. Dans le sub-faciès forstérite-trémolite-calcite, le spinelle n'est stable que pour des compositions de roches très particulières, c'est pourquoi, en général, on ne le trouve pas au début de la zone de la forstérite. Dans les Pyrénées, les associations à forstérite-spinelle-calcite sont connues dans la catazone des massifs nord-pyrénéens (A. Lacroix, 1890; J. H. Allart, 1958) et dans les zones internes des auréoles de contact des granites intrusifs de type circonscrit (G. Guitard et P. Laffitte, 1958; H. Struwe, 1958). Cette même association est connue ailleurs dans les mêmes conditions (par exemple J. Jung, 1927; M. Fonteilles, 1962).

La *pargasite* n'a pas été rencontrée dans les dolomies de la zone profonde du Canigou, mais ce minéral est certainement stable dans les conditions du sub-faciès forstérite-diopside pour une composition adéquate des dolomies (J. Jung, 1928; J. H. Allaart, 1958).

De même, il convient de noter l'absence complète de *brucite* durant la phase régressive, dans les marbres dolomitiques de la région de Py, alors que ce minéral est abondant dans les dolomies métamorphiques au contact du granite de Costabonne (G. Guitard et P. Laffitte, 1958). Dans la région de Py la pression partielle de  $H_2O$  n'était probablement pas suffisante durant la phase rétrograde pour que se forme de la brucite suivant la réaction :



ou que le spinelle et les silicates magnésiens se transforment en brucite, comme le suggère le diagramme de D. S. Korjinskii (1957) montrant la stabilité de la brucite en fonction de  $\mu H_2O$  et  $\mu CO_2$ .

En conclusion, dans les marbres dolomitiques de la région de Py, on peut distinguer :

— des réactions progressives correspondant aux réactions 17 et 20 s'effectuant de la gauche vers la droite.

Ces réactions permettent d'individualiser un subfaciès forstérite-diopside dans la zone de la forstérite et de définir un isograde négatif correspondant à la disparition de la trémolite en présence d'un carbonate;

— des réactions rétrogrades, souvent incomplètes, correspondant à une chute de la température et aussi à une augmentation de  $pH_2O$ ; les alcalins peuvent se comporter localement comme des constituants entièrement mobiles. Ces réactions sont liées à l'action des solutions post-magmatiques à la périphérie du granite profond du Canigou et de son « chevelu » filonien. Les réactions rétrogrades font passer les dolomies des conditions du subfaciès forstérite-diopside à celles du subfaciès forstérite-trémolite et même, à celles d'un subfaciès de plus bas degré.

*Remarques sur les subfaciès définis à l'aide des associations des marbres dolomitiques.*

Si on considère seulement le métamorphisme progressif des marbres dolomitiques provenant de la recristallisation des dolomies siliceuses, on peut décrire dans la série métamorphique des massifs du Canigou et de la Carança plusieurs subfaciès successifs, propres aux marbres dolomitiques, qui couvrent la totalité de la mésozone et le début de la catazone. En considérant les compositions de roches pour lesquelles des carbonates sont toujours présents dans les associations on obtient la série de subfaciès représentée sur la figure 53. Les deux premiers subfaciès correspondent respectivement aux zones du talc et de la trémolite, le premier caractérisé par la stabilité de l'association talc-calcite-quartz et le second par celle de l'association trémolite-calcite-quartz. Ces deux subfaciès sont décrits par C. E. Tilley (1948) dans les contacts des granites de Skye. Dans la zone du diopside, il existe probablement deux subfaciès distincts : un subfaciès de moindre degré métamorphique pour lequel le talc et la calcite sont stables en présence de dolomie et un subfaciès de plus haut degré pour lequel l'association talc-calcite est détruite (réaction 8) mais où persiste l'association talc-dolomie en présence de trémolite. A partir de la zone de la forstérite, on peut aussi définir deux nouveaux subfaciès : le premier, de plus bas degré, est caractérisé par la stabilité de l'association forstérite-trémolite-calcite et probablement par l'association clinocllore-spinelle-dolomie qui n'apparaît que pour des compositions de roche exceptionnelles; le second, de plus haut degré, est caractérisé par l'association forstérite-diopside-calcite et par l'association forstérite-spinelle-calcite. L'association fréquente forstérite (chondrodite)-clinocllore-calcite-dolomie est commune à ces deux subfaciès.

Dans le cas particulier du métamorphisme progressif des dolomies, où les facteurs de l'équilibre sont, outre

la température et la pression, la pression partielle de  $H_2O$  et la pression partielle de  $CO_2$ , il va de soi que la suite du subfaciès observée peut être assez différente d'un terrain à l'autre.

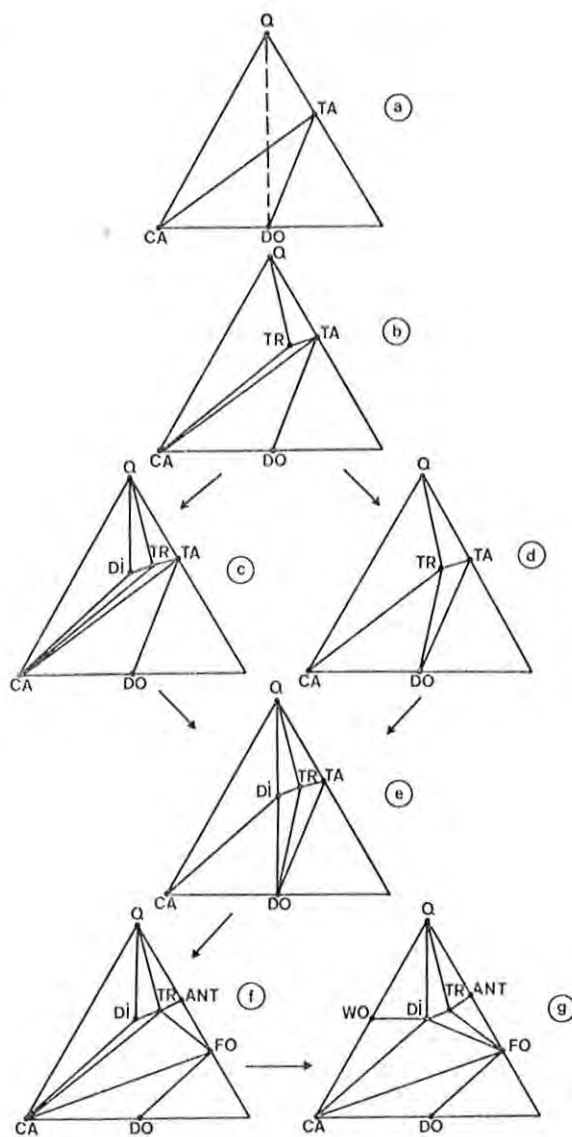


FIG. 53

*Divers subfaciès dans les dolomies siliceuses métamorphiques des massifs du Canigou et de la Carança exprimés à l'aide de diagrammes  $SiO_2-CaO-MgO$ .*

Le subfaciès a appartient à la zone du talc, non représenté dans le territoire étudié et le subfaciès b à la zone de la trémolite. On n'a pas de preuve de l'existence du subfaciès d dans la région étudiée. Les subfaciès c et e appartiennent à la zone du diopside, les faciès f et g à la zone de la forstérite. — Q, quartz; TA, talc; CA, calcite; DO, dolomie; TR, trémolite; DI, diopside; ANT, antophyllite; FO, forstérite; WO, wollastonite.

d. ZONE DE LA WOLLASTONITE.

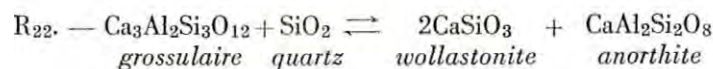
La zone de la wollastonite ne peut être définie qu'à l'aide des marbres calcaires siliceux et des gneiss à silicates calco-magnésiens, ainsi qu'à l'aide des skarns de réaction. Dans notre région, elle n'existe que dans la zone profonde du Canigou, au voisinage du domaine des granites profonds et des migmatites (1). Accessoirement, on la rencontre également dans la zone d'injection granitique qui borde le synclinal de Thues-Fontpédrouse sur le versant occidental du massif de Carança.

Son apparition coïncide sensiblement avec l'isograde de la sillimanite dans les micaschistes. Dans la zone de la wollastonite, les marbres dolomitiques appartiennent tous au subfaciès forstérite-diopside de la zone de la forstérite.

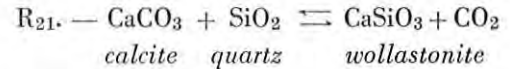
Dans la région de Py, ainsi que dans les migmatites du Cadi, on observe les associations suivantes, dans les niveaux de marbres calcaires et les cornéennes calco-magnésiennes associées.

56. Wollastonite - grossulaire - diopside - calcite.
57. Wollastonite - grossulaire - idocrase - diopside - sphène-calcite.
58. Wollastonite - grossulaire - idocrase - diopside - microcline-calcite.
59. Grossulaire-diopside-calcite.
60. Grossulaire - idocrase - diopside - microcline - calcite.
61. Diopside - grossulaire - plagioclase An 35 % - microcline-quartz.
62. Diopside - grossulaire - plagioclase An 35 % - microcline-sphène-quartz.
63. Diopside - plagioclase An 50 % - trémolite - microcline-biotite-sphène.
64. Diopside - trémolite - plagioclase An 70 % - sphène - quartz.
65. Diopside - trémolite - microcline - sphène - quartz.
66. Amphibole - plagioclase An 60 % - microcline - biotite-sphène-quartz.
67. Amphibole - plagioclase An 65 % - biotite - sphène - quartz (clinozoïsite).

Dans toutes ces associations, on peut observer comme minéraux hystérogènes : quartz, épidote, clinozoïsite, prehnite, muscovite, calcite.



La wollastonite se forme suivant la réaction 21, classique :



influencée à la fois par la température et la fugacité de  $CO_2$ . Cette question est discutée en détail par A. Miyashiro (1960).

Dans les roches du Canigou, l'association fréquente de la wollastonite et du grossulaire est stable comme le montrent les rapports réciproques entre ces minéraux (fig. 54). La wollastonite est parfois remplacée totalement ou partiellement par l'association calcite-quartz, et le grossulaire par l'association épidote-calcite-quartz, qui sont hystérogènes.

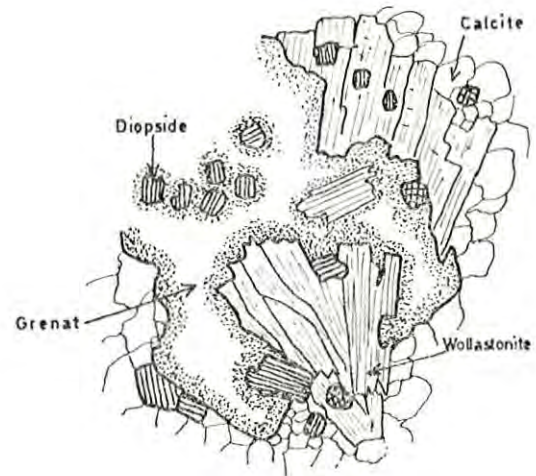


FIG. 54

Relations micrographiques entre la wollastonite et le grossulaire dans un marbre à wollastonite de Py

Par contre, on remarque que la wollastonite ne se rencontre jamais dans les associations à plagioclases, et inversement que le plagioclase n'a jamais été rencontré dans les associations à wollastonite. Dans le Canigou l'association wollastonite-plagioclase n'était donc pas stable, selon toute vraisemblance, et la température correspondant à la réaction 22 (V. M. Goldschmidt, 1911) ne paraît pas avoir été atteinte.

(1) La zone de la wollastonite dans les marbres a la même signification que la zone de la sillimanite dans les micaschistes. Elle marque un véritable effet de contact du granite profond du Canigou et son développement est très localisé.

Ceci est d'ailleurs confirmé par la constitution des skarns de réaction où la wollastonite est toujours séparée du plagioclase par une zone à grossulaire ou à idocrase.

e. QUARTZITES À SILICATES CALCIQUES.

Il existe des petits niveaux de quartzites à silicates calciques dans les gneiss du Canigou. Ils sont toujours localisés près du contact entre les gneiss et les mica-schistes, aussi ne les observe-t-on que dans les gneiss G<sub>1</sub> et dans les gneiss G<sub>3</sub>. On rencontre également ces quartzites dans les gneiss de Casemi, localisés dans les mêmes conditions. La puissance de ces niveaux varie entre 10 centimètres et 2 mètres. Au point de vue de la paragenèse, on peut rattacher ces roches aux gneiss à silicates calciques.

Les associations observées sont :

68. Quartz - trémolite (quartz = 77 %, trémolite = 20 %, apatite = 3 %).



Une roche essentiellement formée d'actinote avec un peu de quartz et de l'apatite abondante, liée génétiquement à la roche de la paragenèse 68, a la composition chimique suivante (66 A) :

66 A : SiO<sub>2</sub> = 50,65; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,25; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 5,05; FeO = 13,90; TiO<sub>2</sub> = 0,20; MnO = 0,25; CaO = 13,50; MgO = 11,80; Na<sub>2</sub>O = 0,75; K<sub>2</sub>O = 0,25; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,95; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> = 0,65; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> = 0,25; total = 100,45.

Les quartzites à silicates calciques constituent des formations originales par leur composition minéralogique et par leur position stratigraphique. Dans les quartzites à épidote, l'épidote a vraisemblablement pris

69. Quartz-épidote.

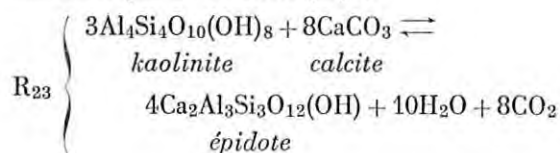
70. Quartz-épidote-trémolite-grenat.

Il s'y ajoute de l'apatite, généralement abondante, du zircon et un peu de minéraux opaques comme minéraux accessoires.

L'analyse chimique 66 du tableau 21 est celle de l'échantillon dont la paragenèse est indiquée par l'association 70. L'association 68, tout à fait remarquable, est celle d'un niveau de quartzite assez continu dans les gneiss G<sub>3</sub> de la région des hauts sommets du versant sud du Canigou (Serre de Roc Nègre, Tres Vens). L'analyse chimique de l'amphibole et sa formule structurale sont données ci-dessous (46). Il s'agit d'une *trémolite*.

46. SiO<sub>2</sub> = 57,00; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,90; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3,25; FeO = 5,75; TiO<sub>2</sub> = 0,00; MnO = 0,30; MgO = 18,05; CaO = 12,10; Na<sub>2</sub>O = 0,40; K<sub>2</sub>O = 0,10; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> = 1,40. Total = 100,25.

naissance par la réaction (23) :



De même, la trémolite, dans les quartzites à trémolite (association 68) n'a guère pu être formée que par réaction entre des minéraux magnésiens non alumineux comme l'attapulgitite ou la sépiolite et la calcite. La minéralogie particulière des quartzites à silicates calciques, compte tenu des remarques précédentes, évoque l'origine continentale de ces formations. Cette origine explique également leur localisation particulière dans les gneiss comme on le verra ci-dessous.