

**ÉTUDE D'UNE COUPE DE RÉFÉRENCE  
DANS LE CORTÈGE OPHIOLITIQUE  
DU PINDE SEPTENTRIONAL (Grèce) :  
LA VALLÉE DE L'ASPROTAMOS**

J.-F. PARROT

*laboratoire de Géologie des SSC de l'ORSTOM*

RÉSUMÉ

Le cortège ophiolitique étudié dans la chaîne du Pinde septentrional (Grèce) comprend, de bas en haut, les types pétrographiques suivants : péridotites diverses (dunites, harzburgites, lherzolites), gabbros à olivine (allivalites), gabbros sans olivine passant progressivement à des dolérites, albitophyres dont les niveaux supérieurs se présentent sous forme de laves en coussins.

Des observations pétrographiques portant sur une suite d'échantillons prélevés systématiquement le long d'une coupe, à intervalles réguliers et serrés, ainsi que les analyses chimiques correspondantes, mettent en évidence l'existence de deux coupures importantes au sein de ce cortège, coupures qui séparent trois groupes principaux de roches : à la base, des péridotites ; au milieu, des gabbros et des dolérites ; au sommet, des albitophyres.

Cependant, l'association étroite de ces trois groupes sur le terrain, semble accréditer l'hypothèse d'un magma originel commun, dont la composition serait voisine de celle d'une tholéiite mélanocrate à olivine. Les deux coupures signalées ci-dessus, impliquent toutefois l'existence de différenciations importantes et consécutives qui se seraient produites avant la mise en place de l'ensemble ophiolitique, et qui auraient pu se faire peu avant l'épanchement, pendant la montée même du magma originel commun.

Le cortège ophiolitique serait donc le résultat de la mise en place commune de trois ensembles préformés.

ABSTRACT

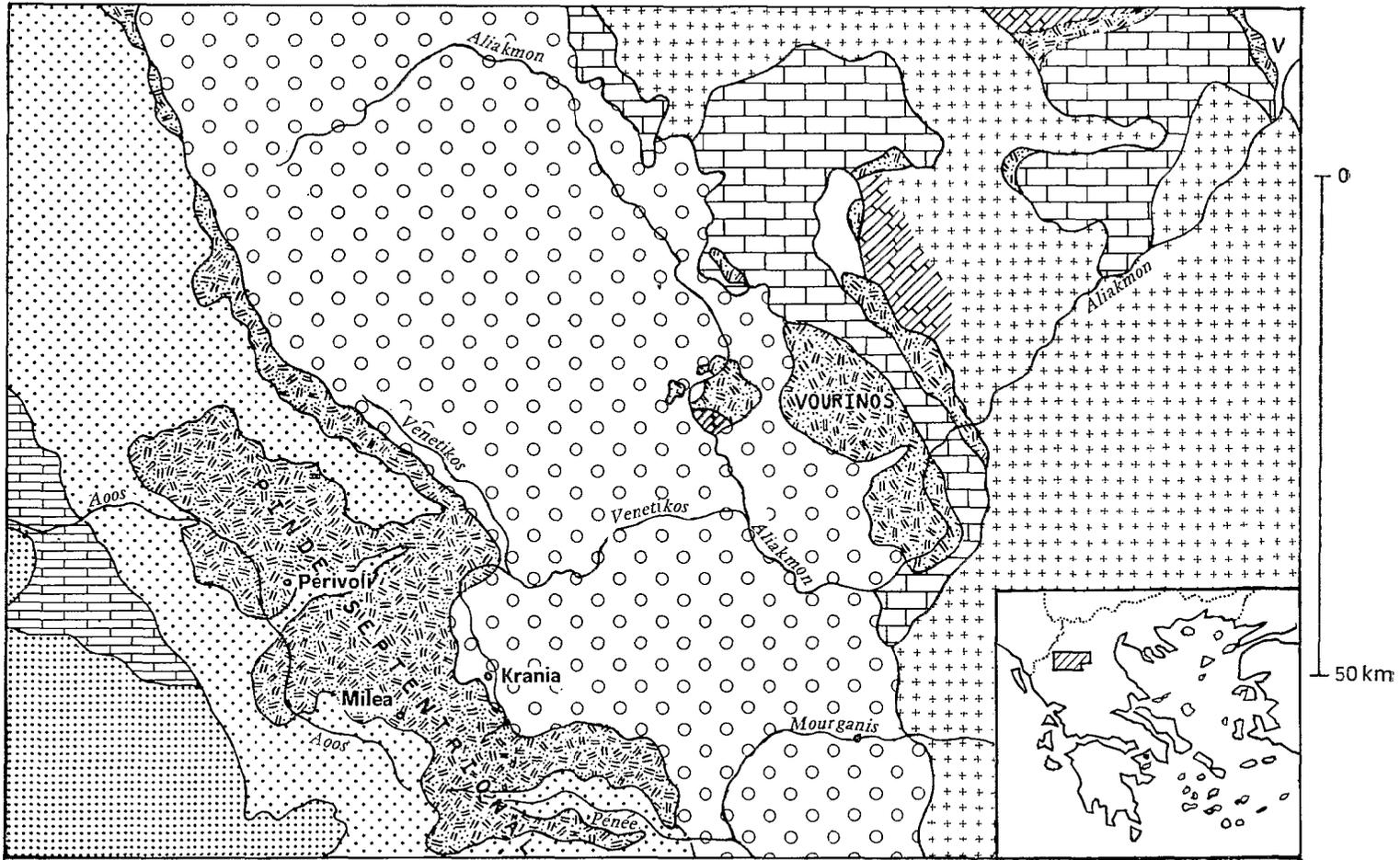
The ophiolitic suite studied in the northern Pindus range (Greece) includes, from bottom to top, the following petrographic types : various peridotites (dunites, harzburgites, lherzolites), olivine-rich gabbros (allivalites), and gabbros without olivine passing progressively to dolerites and albitophyres the upper levels of which are pillow lavas.

The petrographic observations from a sample series taken systematically along the cut, at regular close intervals, as well as from the corresponding chemical analyses, show the presence of two important breaks in the suite — these breaks separate three principle rock groups : at the base the peridotites, in the middle the gabbros and dolerites, and at the top the albitophyres.

However the close association of these three groups at the site seems to support the hypothesis of an original common magma, the composition of which would be close to that of a melanocratic olivine tholeiite. The two breaks referred to above imply nevertheless important and consecutive ensemble — which could have occurred just before effusion, even during the rise of the original common magma.

The ophiolitic suite would thus be the result of simultaneous settling of three preformed rock groups.

FIG. 1. — Massifs ophiolitiques de la Grèce septentrionale.



- |   |   |   |   |   |  |
|---|---|---|---|---|--|
|  | flysch ionien                               |  | Sillon méso-hellénique<br>(molasse oligo-miocène) |  | Couverture (Trias-Jurassique)<br>de la zone pélagonienne |
|  | massif calc. du Tymphé<br>(Zone du Gavrovo) |  | ophiolites (Jurassique sup.)                      |  | Substratum métamorphique<br>de la zone pélagonienne      |
|  | flysch du Pinde (Éocène)                    |  | formations crétacées<br>(Transgr. sur les oph.)   | <b>V</b>  | Zone du Vardar (ou Axios)                                |

d'après J.H. BRUNN (1960).

## ZUSAMMENFASSUNG

Die in der Kette des nördlichen Pindos (Griechenland) untersuchte ophiolitische Folge umfasst von unten nach oben die folgenden Gesteinstypen : Verschiedene Peridotite (Dunit, Harzburgit, Lherzolite), Olivingabbro (Allivalit), Gabbro ohne Olivin der allmählich in Dolerit und Albitophyr übergeht, deren obere Schichten sich in der Form von Lavakissen darbieten.

Die Gesteinsbeobachtungen betreffen eine Folge von Proben die systematisch längs eines Schnittes in gleichmässigen und engen Intervallen entnommen worden sind, mit entsprechenden chemischen Analysen, welche das Vorliegen von zwei grossen Unterbrechungen in der Masse dieser Folge herausstellen, so dass drei Hauptgruppen des Gesteins vorliegen : unten Peridotite, in der Mitte Gabbro und Dolerit und oben Albitophyr.

Der enge Zusammenhang dieser drei Gruppen im Boden scheint jedoch für die Hypothese eines gemeinsamen Ursprungsmagmas zu sprechen, das in der Zusammensetzung einem melanokraten Tholeiit mit Olivin nahe kommt. Die zwei vorgenannten Unterbrechungen weisen jedoch auf grössere und aufeinanderfolgende Differentiationen hin, die sich vor dem Einbringen des Ophiolit haben abspielen müssen, und vielleicht vor dessen Ausbreitung, während des eigentlichen Hochsteigens des gemeinsamen Ursprungsmagmas eingetreten sind.

Die ophiolitische Folge wäre dann das Ergebnis eines gemeinsamen Einbringens von drei vorgebildeten Gruppen.

## РЕЗЮМЕ

Изучение образцового разреза в офиолитовой свите северного Пинда (Греция) : Долина Аспропотамос.

*Офиолитовая свита, исследованная в горной цепи Северного Пинда (Греция), содержит, с низу кверху, следующие петрографические типы : различные перидотиты (дуниты, гарцбургиты, пикотиты), габбро с оливином (алливалиты), габбро без оливина, постепенно переходящие к долеритам, альбитофиры, верхние уровни которых являются в виде подушковидных лав.*

*Петрографическими наблюдениями над рядом проб систематически собранных, на равном и коротком расстоянии одна от другой, вдоль разреза, а также соответствующими химическими анализами, было выявлено наличие, в этой свите, двух естественных рубежей, отделяющих три основные группы горных пород : перидотиты у основания ; габбро в середине ; альбитофиры в верхней части.*

*Однако тесная ассоциация этих трех групп в данном участке говорит в пользу предположения об общей первоначальной магме, состав которой близок составу меланократного толеита с оливином. Отмеченные выше рубежи предполагают однако значительные и последовательные дифференциации, которые могли произойти перед размещением офиолитового комплекса, незадолго до вытекания, во время самого поднятия первоначальной общей магмы.*

*Таким образом, офиолитовая свита является, возможно, результатом общего размещения трех ранее образовавшихся комплексов.*

## INTRODUCTION

Le Pinde septentrional se présente comme une nappe ophiolitique largement charriée vers l'ouest sur un flysch éocène, et transgressée à l'est par une molasse oligocène (fig. 1 et 2). Les roches du cortège ophiolitique qui constituent cette nappe, sont disposées en bancs orientés NNE-SSW qui pendent vers le

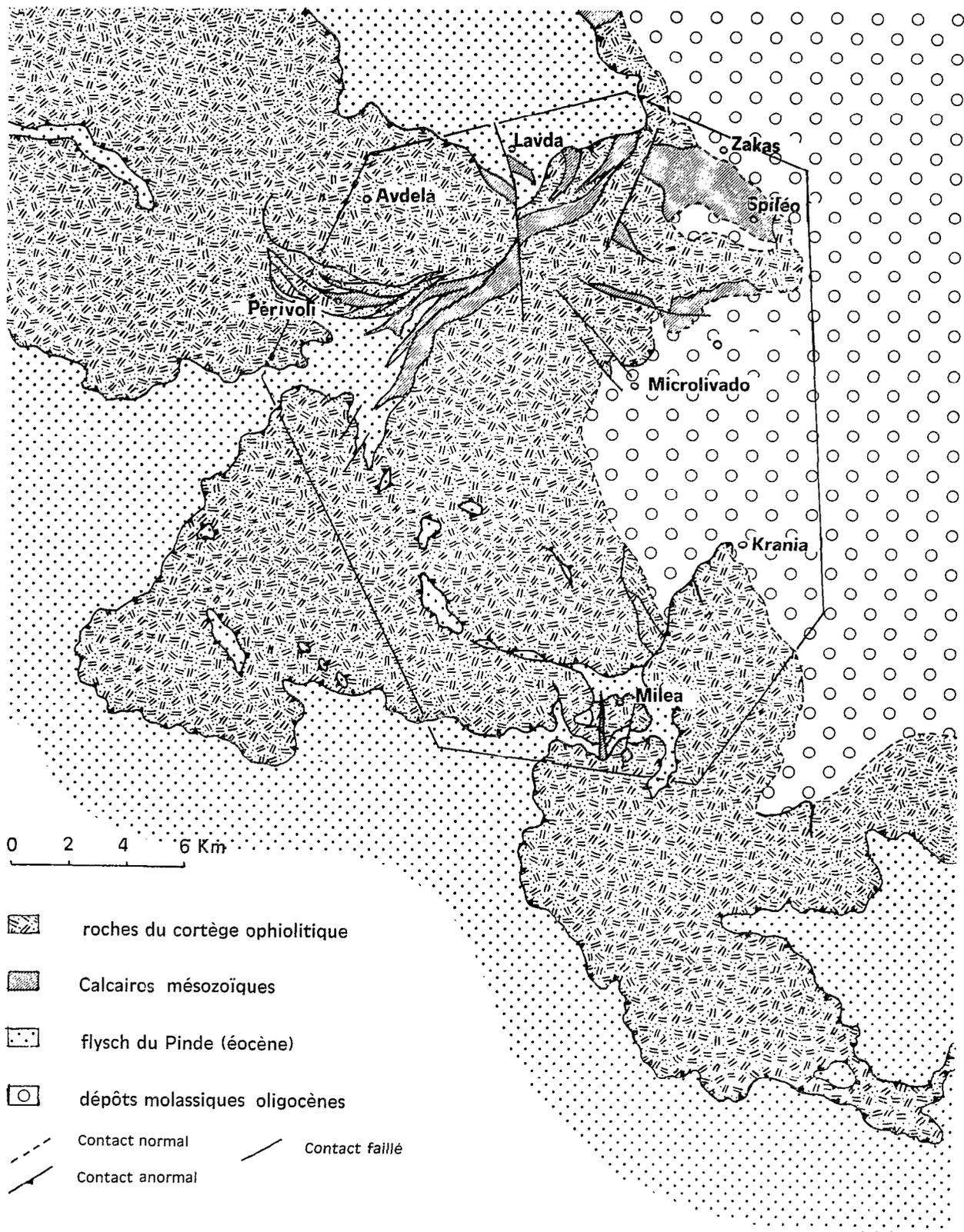


FIG. 2. — Le Massif ophiolitique du Pinde septentrional et le secteur étudié (cf. carte H.T.).

d'après J.H. BRUNN (1956) et J.-F. PARROT (1967).

SE (fig. 3) ; ainsi, lorsque l'on traverse la chaîne du Pinde d'ouest en est, on rencontre d'abord, sur le flanc occidental de la nappe, les péridotites diverses qui constituent la base du cortège ophiolitique, puis des gabbros et des dolérites, enfin, sur le flanc oriental de la nappe, donc au sommet de la série, des termes alcalins voire même acides.

Sur sa bordure occidentale, l'ensemble ophiolitique est formé d'une série d'écaillés péridotitiques se chevauchant l'une l'autre en lambeaux de poussée ; la serpentinisation y est forte ; elle masque les relations pouvant exister entre les différents types de péridotites que l'on peut parfois encore identifier. Rappelons que ZACHOS (1963) a distingué dans l'ensemble péridotitique du Vourinos, massif ophiolitique situé à une soixantaine de kilomètres à l'est du Pinde :

- (a) une zone basale dunitique ;
- (b) une zone moyenne stratifiée (alternance de dunites et harzburgites) ;
- (c) une zone supérieure lherzolitique.

Dans le Pinde, on retrouve dans les serpentinites qui forment la base de la nappe ophiolitique, des fantômes dunitiques et quelques autres roches très altérées que l'on peut assimiler à des harzburgites. Les termes péridotitiques supérieurs, moins affectés par le charriage, sont peu ou pas serpentinisés et essentiellement lherzolitiques.

Compte tenu des dislocations nombreuses qui quadrillent la totalité du massif, et de la forte serpentinisation des termes de base de la suite ophiolitique, on peut observer dans le Pinde des coupes où l'on retrouve, en totalité ou en partie, la succession décrite dans le massif du Vourinos (BRUNN, 1956-1960).

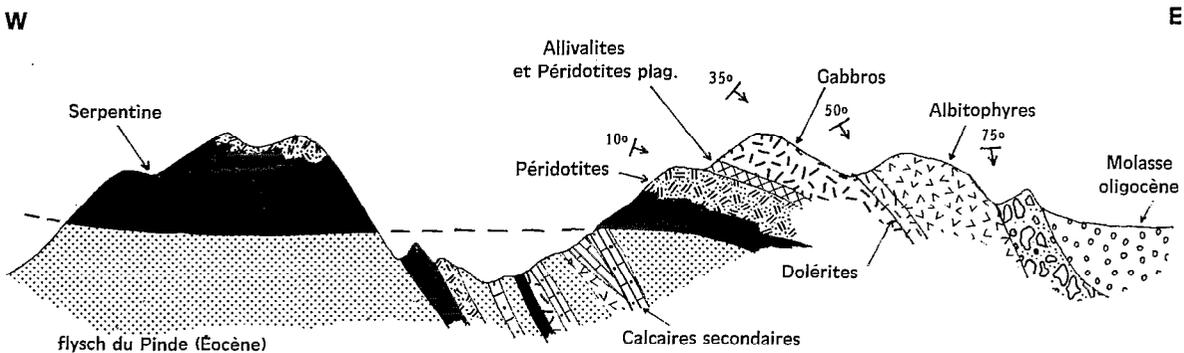


FIG. 3. — Coupe schématique du Pinde septentrional le long de la vallée de l'Aspropotamos.

d'après J.-F. PARROT (1967).

## GÉNÉRALITÉS

Avant d'aborder l'étude pétrographique du cortège ophiolitique du Pinde septentrional, un survol rapide des définitions, des différentes hypothèses de genèse et de mise en place, s'impose. VAN DER KAADEN (1963) et VUAGNAT (1964) ont dressé un inventaire des différentes conceptions que j'ai moi-même également développées dans ma thèse (PARROT, 1967). Rappelons tout d'abord que l'on entend par « cortège ophiolitique » une trilogie formée par la succession de bas en haut de péridotites (et serpentinites), gabbros (et dolérites) et diabases (ou spilites), à laquelle sont généralement associées des radiolarites ; cette trilogie et cette association ressortent déjà de la synthèse de STEINMANN (1927) sur les ophiolites pour qui elles forment un ensemble intrusif.

On peut ranger les hypothèses relatives à la genèse et à la mise en place des cortèges ophiolitiques, en trois grands groupes :

#### *Hypothèse subcrustale*

De ROEVER (1961) envisage la mise en place d'un matériel solide et stratifié. Pour BOWEN et TUTTLE (1949) et THAYER (1960), ce matériel pourrait être réactivé pendant la mise en place, la stratification étant alors secondaire. HESS (1955) estime que c'est un magma visqueux d'origine profonde qui se met en place, la stratification étant due à de légers remaniements au sein de ce magma.

#### *Hypothèse volcanique*<sup>1,2</sup>

Il convient de distinguer l'hypothèse purement volcanique soutenue par BAILEY et Mac CALLIEN (1953), KÜNDIG (1954) et RITTMANN (1963), qui expliquerait notamment la serpentinisation des péridotites, de l'hypothèse plutovolcanique de ROUTHIER (1953), DUBERTRET (1955) et BRUNN (1956). Pour ces derniers, le lien entre les termes de la trilogie est si étroit, qu'ils les font provenir d'une seule masse épanchée sur un fond marin<sup>3</sup> ; cet épanchement s'accompagnerait de la formation d'une croûte spilitique permettant la reconstitution, après la mise en place, d'une « chambre magmatique » où s'opéreraient des différenciations, essentiellement par gravité.

#### *Hypothèse transformiste*

Cette hypothèse fortement controversée est soutenue par AVIAS (1949) et ROUBAULT (1951) ; le métamorphisme serait responsable de la formation des serpentinites, et éventuellement des péridotites.

### ÉTUDE DES PRINCIPAUX TYPES PÉTROGRAPHIQUES QUI CONSTITUENT LE CORTÈGE OPHIOLITIQUE

#### *Péridotites et Pyroxénolites*

##### *Les Péridotites*

La serpentinisation affectant les deux tiers inférieurs des péridotites du Pinde, seul le niveau supérieur se prête à une bonne étude pétrographique. Ce niveau est formé par une roche à structure équi-granulaire, contenant des grains d'olivine subautomorphe à automorphe de 1 mm en moyenne de diamètre ; entre ces grains se placent des cristaux xénomorphes de pyroxène de taille semblable. Les pourcentages respectifs des minéraux constitutifs sont les suivants :

- 15 % environ d'olivine Fo 85 ( $2V_x : 77^\circ$  ;  $d_{130} : 2,77$  à  $2,78 \text{ \AA}$  - YODER et SAHAMA, 1957) le plus souvent très serpentinisée ;
- 15 % d'orthopyroxène : enstatite ( $2V_z : 60^\circ$  ;  $n_m : 1,68$  ; densité : 3,25) ;

---

1. Une variante à l'hypothèse volcanique a été émise par HELKE (1962) ; il s'agit de l'intrusion d'un magma basaltique, formant des complexes stratiformes en profondeur ; ces complexes seraient ultérieurement entraînés par les mouvements tectoniques alpins.

2. Les points qui, tout en me rattachant à l'hypothèse plutovolcanique, me font émettre un certain nombre de réserves, seront développés dans la conclusion.

3. L'épanchement sous-marin est invoqué pour expliquer les énormes quantités de laves en coussins qui chapeautent généralement les cortèges.

— 30 % de clinopyroxène : diopside ( $2V_z : 55^\circ$  ;  $n_m : 1,68$  ; densité : 3,25) ;

— 5 % principalement représenté par des minéraux opaques (magnétite surtout), et accessoirement par de la hornblende vert pâle, de l'apatite et du spinelle (picotite chromifère) ; celui-ci se présentant en inclusions aciculaires et orientées dans des olivines riches en Cr (1 500 ppm et plus).

L'indice péridotique PER (JUNG et BROUSSE, 1959) est de 55 environ, et l'indice pyroxénique PYR de 100.

Cette roche, dont les minéraux sont ceux d'une lherzolite, présente toutefois des caractères particuliers par rapport à la roche de Lherz :

- automorphie ou subautomorphie des olivines ;
- diopside peu chromifère (2 000 ppm au plus) ;
- habitus du spinelle traduisant pour ce minéral une phase de cristallisation primaire.

[Analyse chimique — Ech. n° 4]

Analyste : PELLOUX - ORSTOM - Paris - 1965.

	Minéraux normatifs
SiO <sub>2</sub> : 41,80	Ab : 0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 2,45	An : 6,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 3,55	Σc : 6,90
FeO : 2,45	
MgO : 36,40	Pyr : 30,95
CaO : 5,25	Ma : 4,85
Na <sub>2</sub> O : 0,05	Ilm : 0,15
K <sub>2</sub> O : tr.	Per : 49,00
TiO <sub>2</sub> : 0,10	Σb : 84,95
H <sub>2</sub> O : 8,55	
Total : 100,40	'V · 5 · 5 · 5 [1 · 3(4) · 1' · 1]

Les paramètres CIPW sont ceux d'une lherzolite. Notons cependant que si on compare les pourcentages en oxyde donnés ci-dessus à ceux de deux échantillons lherzolitiques reportés dans l'ouvrage de WASHINGTON (1917), l'un frais, l'autre altéré, on constate qu'ils sont proches de ceux de l'échantillon altéré ; les pourcentages élevés en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et plus encore en H<sub>2</sub>O vont de pair avec la serpentinisation.

#### *Les Pyroxénolites*

Les niveaux supérieurs de la masse péridotitique sont recoupés par des lits de pyroxénolites ; il s'agit bien de lits, puisque leur direction et leur pendage correspondent à ceux de tous les bancs qui forment les diverses roches du cortège ophiolitique à ce niveau.

Ce sont tantôt des Enstatites, tantôt des Webstérites.

#### *Gabbros et Dolérites*

En entrant dans le domaine des gabbros, on aborde une série continue qui se poursuit, sans coupure nette, jusqu'aux niveaux doléritiques supérieurs. Les gabbros et dolérites forment un ensemble homogène.

### Les Gabbros

L'ensemble gabbroïque proprement dit, s'étend sur trois à quatre cents mètres d'épaisseur. Il comprend une suite de faciès divers, tant au point de vue des variations du pourcentage des minéraux constitutifs, que de celles de la structure ou de la taille du grain. Ces variations sont désordonnées, mais globalement on peut dire que la taille des grains diminue, ainsi que la basicité des plagioclases, lorsque l'on se dirige vers l'est, et que l'on tend, dans les niveaux gabbroïques supérieurs, vers les dolérites qui les surmontent.

On peut ranger les gabbros en trois groupes principaux, à savoir, de la base vers le sommet de la masse gabbroïque ;

- (a) gabbros bytownitiques leucocrates ;
- (b) gabbros labradoritiques mésocrates ;
- (c) gabbros labradoritiques à structure doléritique.

A cela s'ajoute un quatrième type, les gabbros à hornblende que l'on rencontre localement à différents niveaux ; la hornblende y est d'origine secondaire.

Les analyses chimiques des trois principaux groupes de gabbros, auxquelles j'ai adjoint l'analyse chimique de la dolérite sus-jacente, figurent dans le tableau ci-après ; on observe essentiellement, dans l'ensemble gabbroïque, lorsque l'on se déplace de la base vers le sommet de cet ensemble, une diminution d' $Al_2O_3$  et de CaO, et une augmentation de  $Na_2O$ .

	Gabbros			Dolérite
	30	40	48	55
SiO <sub>2</sub>	48,15	48,55	46,00	51,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,70	17,45	16,70	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	4,20	3,45	3,75
FeO	3,00	5,10	6,25	4,95
MgO	7,40	7,50	8,15	8,25
CaO	15,00	12,40	9,70	9,50
Na <sub>2</sub> O	1,70	2,90	3,45	3,80
K <sub>2</sub> O	0,10	0,15	0,25	0,45
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,40	0,25	0,80
HiO	0,70	1,85	4,50	2,05
Total	99,80	100,50	98,70	100,10
Or	0,60	1,10	1,65	2,80
Ab	14,15	24,60	28,15	31,95
Au	51,45	33,90	29,20	22,80
Neph			2,25	
Σ c	61,20	59,60	58,25	57,55
Pyr	25,10	23,85	15,20	28,60
Ma	2,80	6,05	4,85	5,35
Ilm	0,15	0,75	0,45	1,50
Per	4,85	8,30	15,35	5,35
Σ b	32,90	38,95	35,85	40,80
	II' . 5 . 4 (5) . 5 [1' . '2 . 2 . '2]	(II) III . 5 . 4 . 5 . [ '2 . 2 . 2 . 2 .]	(II) III . 5 . (3) 4 . 5 [(1) 2 . 3 . 2 . 2 .]	'III . 5 . 3 . '5 ['2 . '2 . 2 . 2 . 2 .]

- 30 : gabbro bytownitique leucocrate ;
- 40 : gabbro labradoritique mésocrate ;
- 48 : gabbro labradoritique à structure doléritique ;
- 55 : dolérite.

*Les gabbros bytownitiques leucocrates.* Les indices de saturation SAT et feldspathique FELDS (JUNG et BROUSSE - op. cit.) ne varient pas dans l'ensemble de la série gabbro-dolérite et ont tous les deux une valeur nulle. L'indice de coloration COL est voisin de 20 ; ces roches sont leucocrates ; elles sont en effet composées de 75 à 80 % de bytownite An 80 ; les cristaux de plagioclase sont trapus, subautomorphes, formant des prismes ayant une longueur de l'ordre de 2 mm environ, et présentant différents types de macles complexes (albite, carlsbad, manebach, albite-ala) ; on y trouve encore, 15 à 20 % de clinopyroxène : augite ( $2V_z : 50^\circ$  ;  $n_m : 1,69$ ), 3 à 4 % d'orthopyroxène : bronzite ( $2V_x : 80^\circ$ ), et un peu d'olivine (1 à 2 %) ; les cristaux de pyroxène sont xénomorphes, occupant l'espace resté libre dans l'assemblage feldspathique.

*Les gabbros labradoritiques mésocrates.* On observe, par rapport au type bytownitique leucocrate, une diminution du nombre (55 %), de la taille et de la basicité (An 70) du plagioclase ; le pourcentage des pyroxènes, qui tendent à envelopper les plagioclases, augmente, passant à 35 % ; on observe également un peu de pyroxène ouralitisé (hornblende) et de nombreux minéraux opaques. L'indice de coloration COL est compris entre 40 et 45.

*Les gabbros labradoritiques à structure doléritique.* Ces gabbros diffèrent principalement des précédents par leur structure, de type intersertal ; toutefois les différences s'accroissent, au sein même de cette dernière série, des termes inférieurs aux termes supérieurs ; ainsi, de bas en haut, on constate : que la basicité des plagioclases décroît de An 65 à An 55 ; que le pourcentage en chlorite passe de 5 à 15 %, le pourcentage en pyroxène diminuant de 35 à 25 % ; que l'orthopyroxène disparaît ; que la structure devient poecilitique. Dans l'ensemble l'indice de coloration reste identique à celui des gabbros mésocrates sous-jacents.

#### *Les Dolérites*

Les dolérites sont représentées par un ensemble d'une épaisseur maximum d'une centaine de mètres, se plaçant au-dessus des gabbros à structure doléritique.

Les dolérites ont des structures diverses, intersertales ou poecilitiques ; le pourcentage du plagioclase (An 55), maclé albite-carlsbad se situe autour de 50 % ; les clinopyroxènes et la chlorite occupent le reste de la lame ; on rencontre parfois des nids d'amphibole, et les minéraux opaques sont assez nombreux (4 à 5 %). L'indice COL varie fortement entre 45 et 60.

A l'exception de  $\text{SiO}_2$ , les pourcentages en oxyde de l'analyse chimique de l'échantillon doléritique n° 55 (cf. tableau précédent) sont proches de ceux de l'analyse de l'échantillon gabbroïque à structure doléritique n° 48 ; ceci met en évidence la parenté chimique qui existe entre ces deux termes, la différence ne portant pratiquement que sur la taille des grains.

#### *Albitophyres*

Il s'agit d'un ensemble de quatre cents mètres au moins d'épaisseur où l'on peut distinguer deux niveaux : d'une part, un niveau inférieur exclusivement formé de roches compactes, d'autre part, un niveau supérieur à coussins de lave. La présence d'albitophyres compacts sous une épaisseur identique de pillow-lavas de même composition, nous indique que l'eau de mer n'a provoqué, par refroidissement brutal, que la formation de coussins dans les niveaux supérieurs d'une lave antérieurement acide et sodique.

Les albitophyres de la zone basale sont clairs et formés, d'une part, par une pâte chloriteuse renfermant par endroits de petites plages de calcite diffuse, et d'autre part, par environ 45 % de microlites d'albite (An 6 à 10) dont la longueur n'excède pas 0,2 mm, et par 8 à 10 % de petits grains isovolumétriques de quartz ; dans l'ensemble, la structure est fluidale, mais on observe également quelques petits nids à structure intersertale divergente. Les indices de saturation SAT, de coloration COL, et feldspathique FELDS sont respectivement de l'ordre de 30, 40 et 90-100.

Les coussins de lave de la zone supérieure, dont le diamètre varie entre 0,30 et 2 mètres, présentent, dans leur partie centrale, une structure de type intersertal divergent, c'est-à-dire que les microlites d'albite

forment des rosettes dans une pâte chloriteuse riche en calcite diffuse ; on observe aussi des amygdales de quartz, d'albite et de calcite ; les grains de quartz compris dans la pâte sont assez abondants. Dans la zone médiane du coussin, la structure des microlites devient arborescente, et la pâte se charge de minéraux opaques. Enfin, sur le bord du coussin, on observe des sphérolites fibroradiés dans une matrice complètement opacifiée. Notons que le nombre des amygdales croît du centre vers la périphérie du coussin de lave, où elles sont alors surtout formées de calcite.

[Analyse chimique - Ech. n° 58]

Analyste : PELLOUX - ORSTOM - Paris - 1965

SiO <sub>2</sub> : 56,90	Q : 13,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 13,40	Or : 1,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 4,20	Ab : 42,95
FeO : 5,25	An : 3,35
MgO : 5,65	Cor : 3,55
CaO : 3,10	Σc : 64,90
Na <sub>2</sub> O : 5,10	Pyr : 21,65
K <sub>2</sub> O : 0,20	Ma : 3,70
TiO <sub>2</sub> : 0,80	Ilm : 1,55
H <sub>2</sub> O : 3,95	Cal : 4,40
CO <sub>2</sub> : 1,90	Σb : 31,30

Total : 100,45                      II' · 4 · (1)2 · 5 [2 · 1 · 1 · 2']

A l'acidité et au caractère alcalin de ces roches correspondent les valeurs que prennent les paramètres CIPW  $q = 4$  et  $r = (1)2$  ; cependant, le passage des dolérites aux albitophyres ne se traduit, pour Na<sub>2</sub>O, que par une faible augmentation, alors que minéralogiquement on passe du labrador à l'albite ; ceci s'explique par une diminution sensible de CaO et par la présence de CO<sub>2</sub> qui avec CaO forme de la calcite.

#### DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LE CORTÈGE<sup>4</sup>

*Evolution du pourcentage des oxydes (fig. 4)*

L'évolution du pourcentage des oxydes<sup>5</sup>, lorsque l'on se déplace des péridotites vers les albitophyres, met en évidence l'existence de deux coupures importantes, l'une au niveau du passage des péridotites aux gabbros, l'autre entre les dolérites et les albitophyres.

4. L'étude de la distribution des éléments en trace a fait l'objet d'une note dont j'ai publié la première partie (Evolution de quelques éléments en trace — Pb, Mn, Ga, Cr, V, Cu, Zn, Zr, Ni, Co, Sr, Li — dans un cortège ophiolitique de type alpin. I. Roches totales) en collaboration avec D. RAMBAUD, dans les cahiers ORSTOM, série Géologie (1969), n° 1, pp. 95-105.

5. Sur la figure 4, les analyses chimiques se rapportant aux termes péridotitiques inférieurs, proviennent de l'étude faite par BRUNN (*op. cit.*) dans le massif du Vourinos où ces roches sont bien représentées ; par contre, la suite de l'évolution des oxydes qui va des Iherzolites jusqu'aux albitophyres, découle des 16 nouvelles analyses fournies dans ma thèse, dont 6 sont reportées dans cette note.

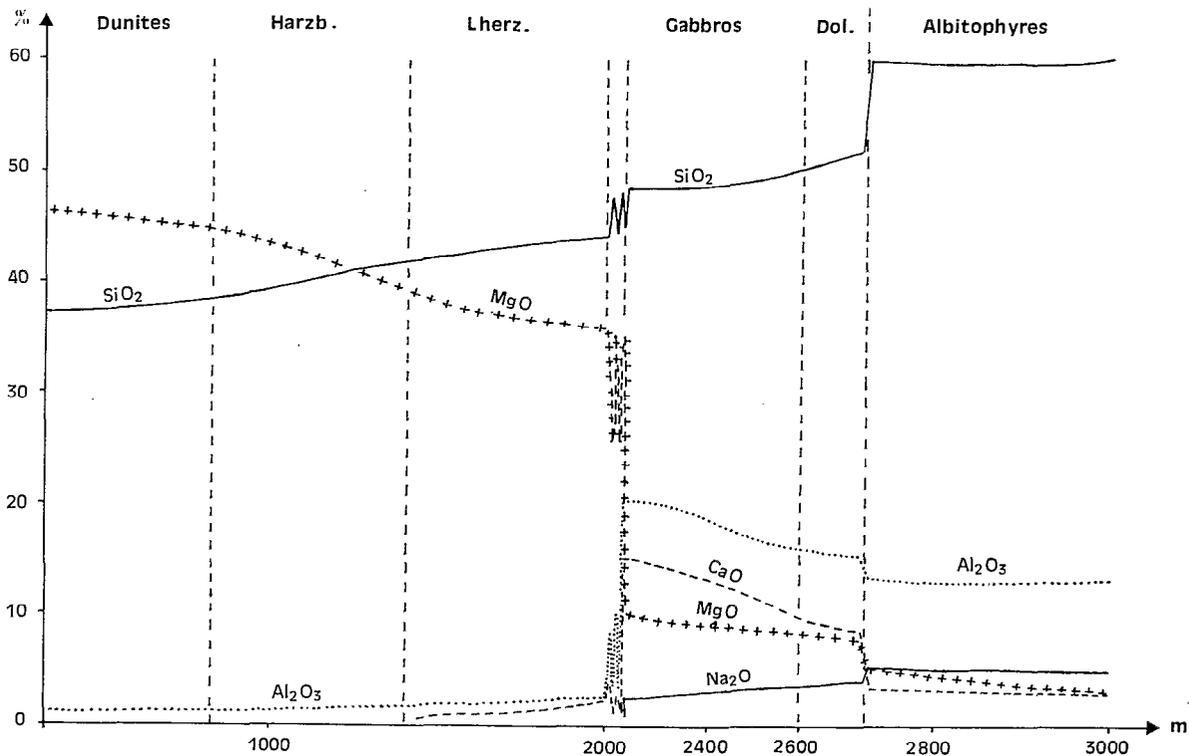


FIG. 4. — Evolution des principaux éléments majeurs.

NOTA : cette figure et les suivantes sont extraites de J.-F. PARROT (1967).

#### *Le passage péridotites - gabbros*

Le passage des péridotites aux gabbros se fait par l'intermédiaire d'une zone d'une centaine de mètres d'épaisseur ; cette zone est formée d'une alternance de lits très fins de péridotites et d'allivalites qui sera étudiée plus loin ; les pourcentages en oxyde y présentent presque tous une série de minima et maxima alternants.

Compte tenu des particularités de cette zone, les pourcentages des principaux oxydes évoluent de la manière suivante :

— la teneur en  $\text{SiO}_2$  est en moyenne de 40 à 45 % dans l'ensemble péridotitique ; elle passe à 50 % dans les gabbros, après avoir oscillé entre 45 et 50 % dans la zone de passage ;

— la teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est de 1 à 2 % dans les péridotites ; elle passe brusquement à plus de 20 % dans les gabbros, puis décroît régulièrement jusqu'à 12 % dans les dolérites ;

— le pourcentage en  $\text{MgO}$  qui est de 35 % dans les niveaux supérieurs de l'ensemble péridotitique, tombe tout à coup à 10 % dans les gabbros (après avoir alterné entre 35 et 25 % dans la zone de passage) ;

— le pourcentage en  $\text{CaO}$  est égal à 2 % dans les lherzolites ; il saute à 15 % dans les gabbros leucocrates qui surmontent la zone de passage (dans cette zone, il présente successivement des maxima de 10 % et des minima de 5 %) ;

— la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  dans les péridotites est presque nulle ; elle est brusquement de 2 % à la base de l'ensemble doléritogabbroïque et croît de 1 à 2 % en allant vers les dolérites ;

— le pourcentage en  $\text{K}_2\text{O}$  est toujours très faible dans l'ensemble du cortège ophiolitique.

*Le passage dolérites-albitophyres*

Au point de vue chimique, cette coupure particulièrement nette sur le terrain, est mise en évidence par :

- le saut brutal qui, en l'espace de quelques mètres, amène le pourcentage en  $\text{SiO}_2$  de 52 % dans les dolérites à 60 % dans les albitophyres ;
- l'augmentation de 2 % d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ;
- la diminution de 3 à 4 % de  $\text{MgO}$  et de 5 % de  $\text{CaO}$  dont les teneurs dans les albitophyres sont alors respectivement de 5 et 3 % ;
- le saut discret de  $\text{Na}_2\text{O}$  qui passe seulement à 5 % dans les albitophyres, mais y présente une teneur supérieure à celle de  $\text{CaO}$  ;
- l'apparition de  $\text{CO}_2$ .

*Evolution des paramètres CIPW.*

En raison de leur imprécision, l'évolution de ces paramètres, de la base vers le sommet de la série, masque les deux coupures signalées plus haut ; cependant, le diagramme de la figure 5, obtenu à partir des paramètres  $p$  et  $q$  (on peut également faire jouer d'autres paramètres), montre que la répartition des différents types pétrographiques qui constituent le cortège ophiolitique, se fait bien en trois groupes.

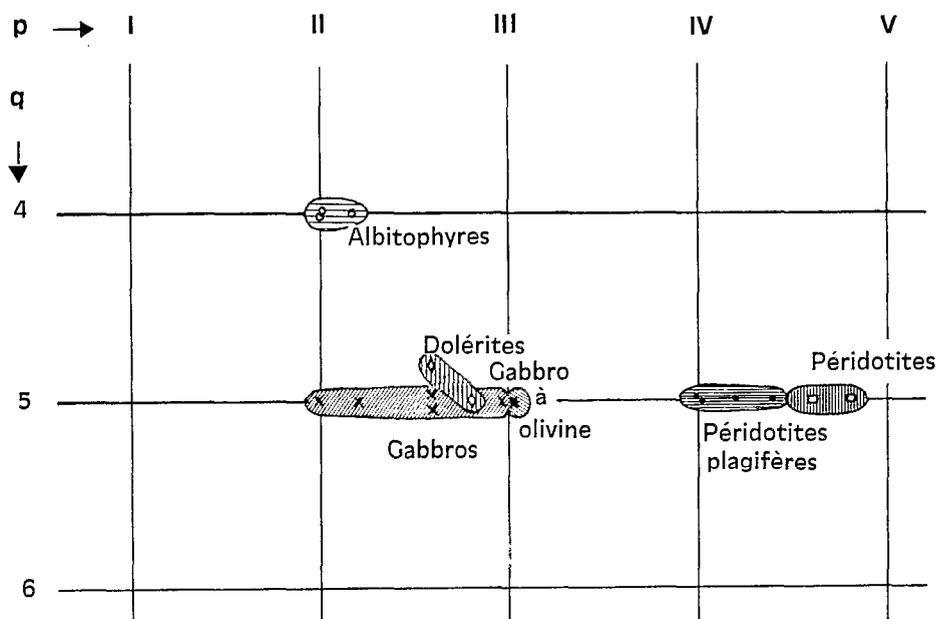


FIG. 5. — Diagramme portant sur les paramètres CIPW  $p$  et  $q$ .

## ETUDE DES ZONES DE PASSAGE

Faisant suite à ce qui vient d'être dit à propos de l'évolution des oxydes, l'étude systématique d'échantillons prélevés régulièrement le long d'une coupe, conduit à envisager l'existence, au sein du cortège ophiolitique du Pindc septentrional, de deux coupures fondamentales : la première, entre les périodites supérieures et les gabbros bytownitiques leucocrates ; la seconde, entre les dolérites et les albitophyres compacts.

*Etude du passage des péridotites aux gabbros*

J'ai observé dans deux vallées parallèles de direction ouest-est, deux types de passage différents entre les péridotites et les gabbros ; l'un, dans la vallée de l'Aspropotamos (entre les villages de Périvoli et de Microlivado), présente une succession rythmique de lits péridotitiques et allivalitiques sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur ; l'autre, que l'on rencontre plus au sud, dans la vallée du Miléotikos (ravin reliant le village de Miléa à celui de Krania), présente en partie cette succession, mais aussi, une formation particulière : il s'agit, tantôt de blocs gabbroïques, parfois lités, repris dans de la péridotite, parfois de fragments péridotitiques dans un ciment gabbroïque. BRUNN (1956) a donné à des formations identiques observées dans le massif du Vourinos, entre dolérites et albitophyres, le nom de « brèches magmatiques » en leur attribuant un sens génétique précis ; c'est avec la même acception du terme que je l'utilise à propos des formations de la vallée du Miléotikos. Ces « brèches magmatiques » sont toutefois assez localisées ; aussi ne m'attarderai-je pas sur leur description, ni sur les indications qu'elles peuvent fournir sur le processus de mise en place, pour m'attacher plus particulièrement à l'étude de la succession type de la vallée de l'Aspropotamos (fig. 6).

Dans la coupe fournie par cette vallée, une zone de 50 à 100 mètres d'épaisseur (que j'ai appelée « zone rubanée ») se situe entre les péridotites supérieures et les gabbros inférieurs ; y alternent des lits millimétriques mésocrates allivalitiques et des lits holomélanocrates dunitiques généralement de plus grande épaisseur ; ces lits se terminent latéralement en biseaux, et le plan de contact entre eux est flou et fortement dentelé.

*Les lits mésocrates*

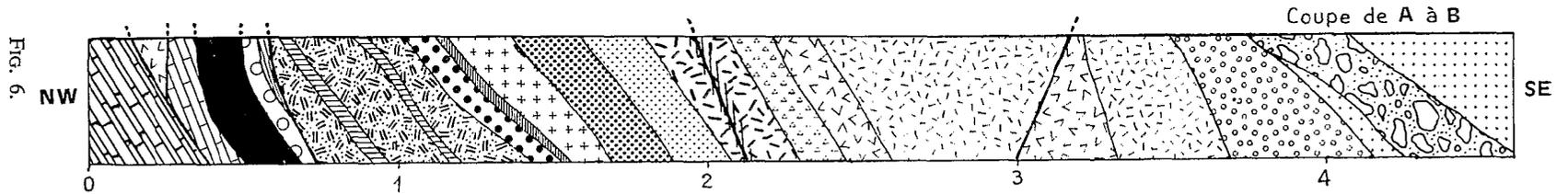
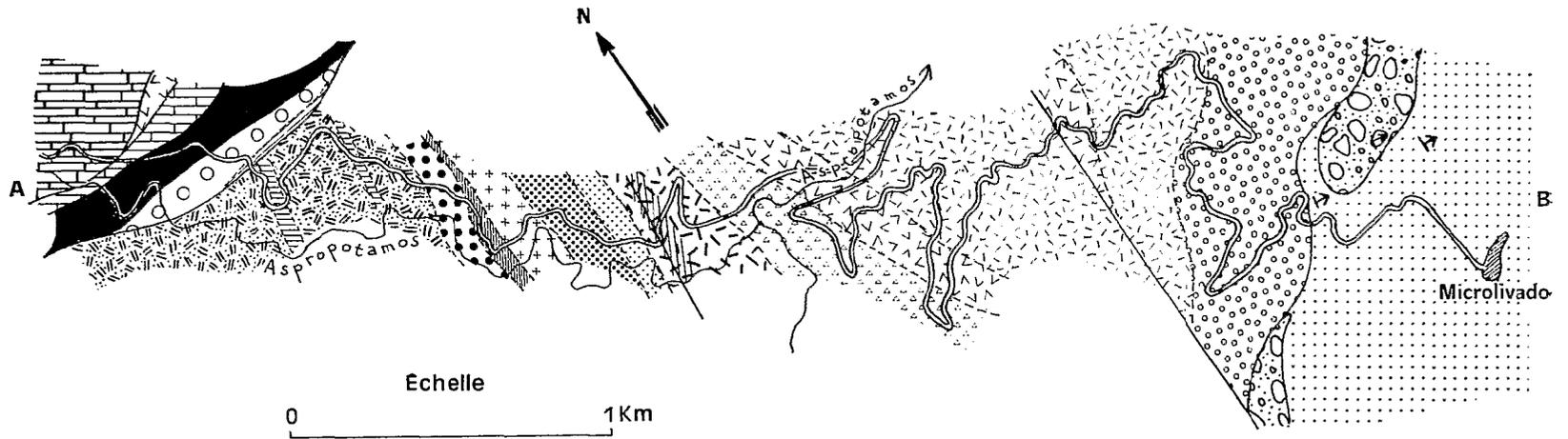
Ces minces lits sont constitués par 45 à 50 % d'olivine automorphe, de 1 à 2 mm de diamètre, très serpentinisées, mais à contours cependant très nets ; par 0,5 à 1 % de clinopyroxène à caractère diopsidique, et par de la bytownite An 80, la plupart du temps prehnitisée, ce qui est un des traits marquants de cette zone.

*[Analyse chimique d'un lit mésocrate]*

Analyste : PATUREAU (in J.H. BRUNN - 1956)

SiO <sub>2</sub> : 39,20	Or : 1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 11,80	Ab : 1,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 2,35	An : 30,30
FeO : 4,45	Neph: 0,85
MnO : 0,13	Σc : 33,30
MgO : 25,00	
CaO : 8,75	Pyr : 10,25
Na <sub>2</sub> O : 0,30	Ma : 3,50
K <sub>2</sub> O : 0,15	Ilm : 0,30
TiO <sub>2</sub> : 0,15	Per : 44,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : 0,06	Σb : 59,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> : 0,35	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> : 7,90	

Total : 100,59 (III) IV · 5 · 5 · 4 [1' · 4' · 1' · 1']



Légende

- |                                  |                                 |                       |
|----------------------------------|---------------------------------|-----------------------|
| Molasse oligocène                | Gabbros à amphibole             | Péridotites           |
| Formation brechique de Tripiméni | Zone mylonitisée                | Pyroxénolites         |
| Spilites pillow-laviques         | Gabbros à grain moyen           | Serpentinites         |
| Spilites                         | Gabbros mésocrates à gros grain | Radiolarites          |
| Dolérites                        | Gabbros leucocrates             | Mandelstein           |
| Gabbros à structure doléritique  | Gabbros à olivine               | Calcaires jurassiques |
|                                  | Péridotites plagioclasiques     | Calcaires crétaçés    |

*Les lits holomélanocrates*

Le pourcentage des olivines toujours très altérées, mais qui présentent malgré tout des contours automorphes encore discernables, augmente (80 %) alors que décroît celui des plagioclases qui, de plus, ont une morphologie différente (remplissage des méats situés entre les cristaux d'olivine, ce qui met en évidence l'automorphie de ces dernières), et présente un plus grand état d'altération (les méats se réduisent à une pâte crypto-cristalline pratiquement isotrope où les RX décèlent de la prehnite).

*[Analyse chimique d'un lit holomélanocrate]*

Analyste : PATUREAU (in J.H. BRUNN, 1956)

SiO <sub>2</sub> : 39,70	Or : —
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 1,50	Ab : 0,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 5,90	An : 9,75
FeO : 4,20	Σc : 10,25
MnO : 0,14	
MgO : 36,20	
CaO : 3,15	Pyr : 35,55
Na <sub>2</sub> O : 0,10	Ma : 6,50
K <sub>2</sub> O : —	Ilm : 0,60
TiO <sub>2</sub> : 0,25	Per : 39,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : 0,06	Σb : 82,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> : 0,32	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> : 9,00	

Total : 100,52 (IV)V·5·5·5 [1'·3·1(2)·1']

*Chimisme de la zone de passage des péridotites aux gabbros*

Au point de vue chimique, le passage d'un lit mélanocrate à un lit allivalitique mésocrate, se traduit par une forte augmentation de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, accompagnée de celle plus douce de CaO, formant dans un cas 10 % d'anorthite normative An 95, dans l'autre plus de 30 % d'anorthite normative An 95 ; parallèlement, on assiste à une diminution de la teneur en MgO conduisant à une diminution du pourcentage en pyroxène et olivine dans le lit allivalitique ; on note enfin la présence d'un peu de K<sub>2</sub>O dans les allivalites, et la très légère augmentation en Na<sub>2</sub>O ; de toute façon, cette dernière augmentation reste strictement proportionnelle à l'augmentation en CaO, le pourcentage en An dans l'anorthite normative étant identique dans les deux échantillons.

Cette alternance se répète dans l'ensemble de la série rythmique de la zone de passage des péridotites aux gabbros ; il existe donc, principalement pour trois éléments, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO (corrélativement Na<sub>2</sub>O) et MgO, un passage rythmique de leur pourcentage par des hauts et des bas (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 1 à 12 ; CaO de 3 à 9 ; MgO de 36 à 25), correspondant au remplacement de la moitié de la teneur en olivine contenue dans les lits mélanocrates, par une teneur équivalente en plagioclase dans les lits mésocrates. Ceci s'exprime dans les analyses modales (sur un total de 27 lames, soit 17 400 points), par la présence, d'une part, de 80 % en moyenne d'olivine dans les lits mélanocrates contre 45 % dans les lits mésocrates, et d'autre part de 9 % de bytownite dans les lits dunitiques contre 47 % dans les lits allivalitiques.

Le diagramme de la figure 7, obtenu à partir d'une suite d'analyses modales, rend parfaitement compte du phénomène ; en abscisse, on porte une échelle métrique, et en ordonnée, les pourcentages ; on suit ainsi l'évolution du pourcentage des minéraux, en se déplaçant des péridotites aux gabbros. Le pourcentage des olivines est en moyenne de 50 % dans les lherzolites ; il passe brusquement à 80 % dans

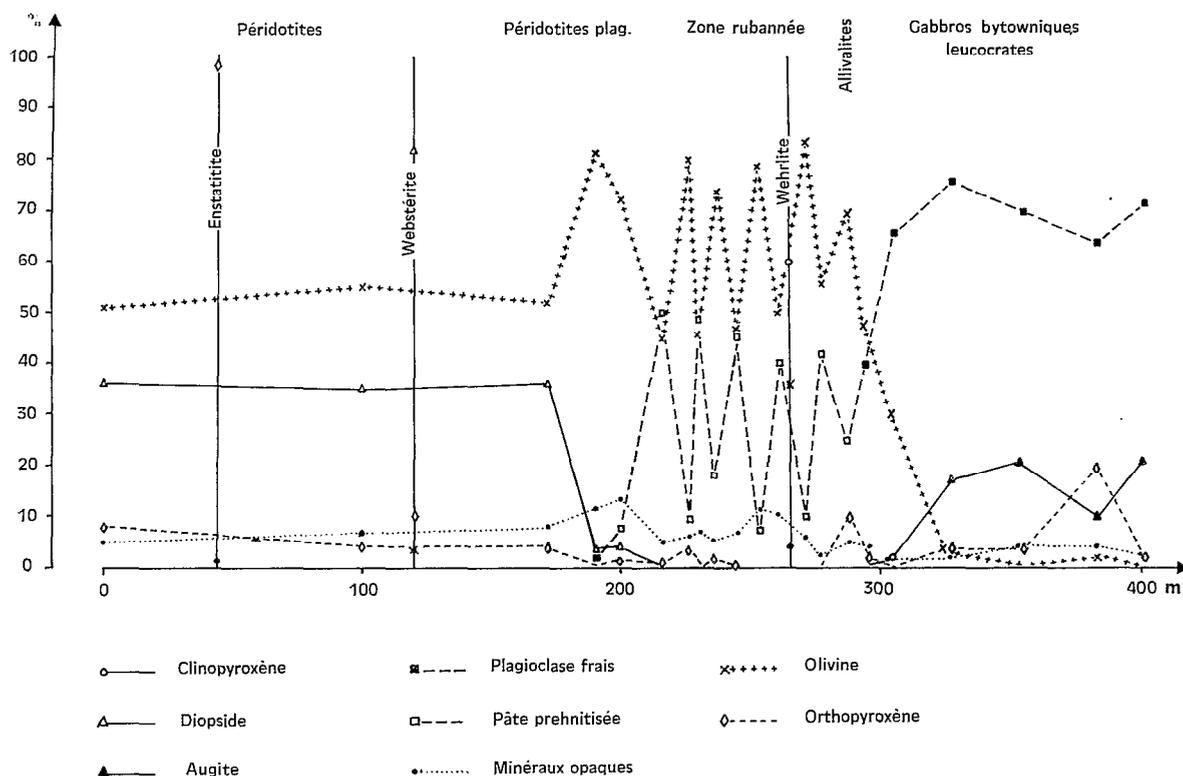


FIG. 7.

les termes péridotitiques qui annoncent la zone où alternent les lits mélanocrates dunitiques et les lits mésocrates allivalitiques ; ce pourcentage est alors soumis dans cette zone, à de brusques saccades qui l'amènent, tantôt aux environs de 50 %, tantôt près de 80 % (notons que, sur le terrain, le nombre de ces saccades est évidemment plus important et de loin, que celui qui figure sur le diagramme) ; on rencontre ensuite une bande allivalitique sans récurrence péridotitique, tout juste sous-jacente aux gabbros bytownitiques leucocrates, et où le pourcentage de l'olivine oscille autour de 30 %<sup>6</sup> ; ce pourcentage tend vers 0 lorsque l'on arrive dans les gabbros. Le pourcentage des plagioclases (pâte prehnitique, puis bytownite non altérée) présente des saccades comparables à celles de l'olivine, mais inverses, qui l'amènent tantôt aux environs de 50 %, tantôt près de 10 % ; le pourcentage est de 70 % dans les gabbros. Notons enfin que les pyroxènes sont pratiquement absents de la zone de passage des péridotites aux gabbros, et que de plus, le clinopyroxène qui est un diopside avant cette zone, est une augite après ; les orthopyroxènes pour leur part, sont légèrement moins magnésiens au-dessus de la zone de passage (bronzite).

La zone de passage des péridotites aux gabbros est donc caractérisée :

- (a) par une succession rythmique (zone rubannée) qui en est le trait dominant ;
- (b) par l'abondance d'olivine dans les lits mélanocrates ;

6. Cette bande allivalitique d'une trentaine de mètres d'épaisseur, se rattache davantage aux gabbros bytownitiques qui la surmontent qu'aux termes allivalitiques de la zone rubannée ; on y observe notamment, dans une roche parfaitement fraîche, des olivines qui, contrairement à celles de la zone rubannée, sont xénomorphes et présentent une bordure réactionnelle ; elles ont donc l'habitus que présente le pyroxène dans les gabbros bytownitiques leucocrates, par ailleurs absent à ce niveau. La coupure que je place entre les péridotites et les gabbros se situe, à mon avis, à la base de cette bande allivalitique.

(c) par l'absence de pyroxène, aussi bien dans les lits mélanocrates (ce qui est en rapport avec leur caractère dunitique), que dans les lits mésocrates (qui sont ainsi allivalitiques) ;

(d) par la prehnitisation généralisée des cristaux de bytownite <sup>7</sup>.

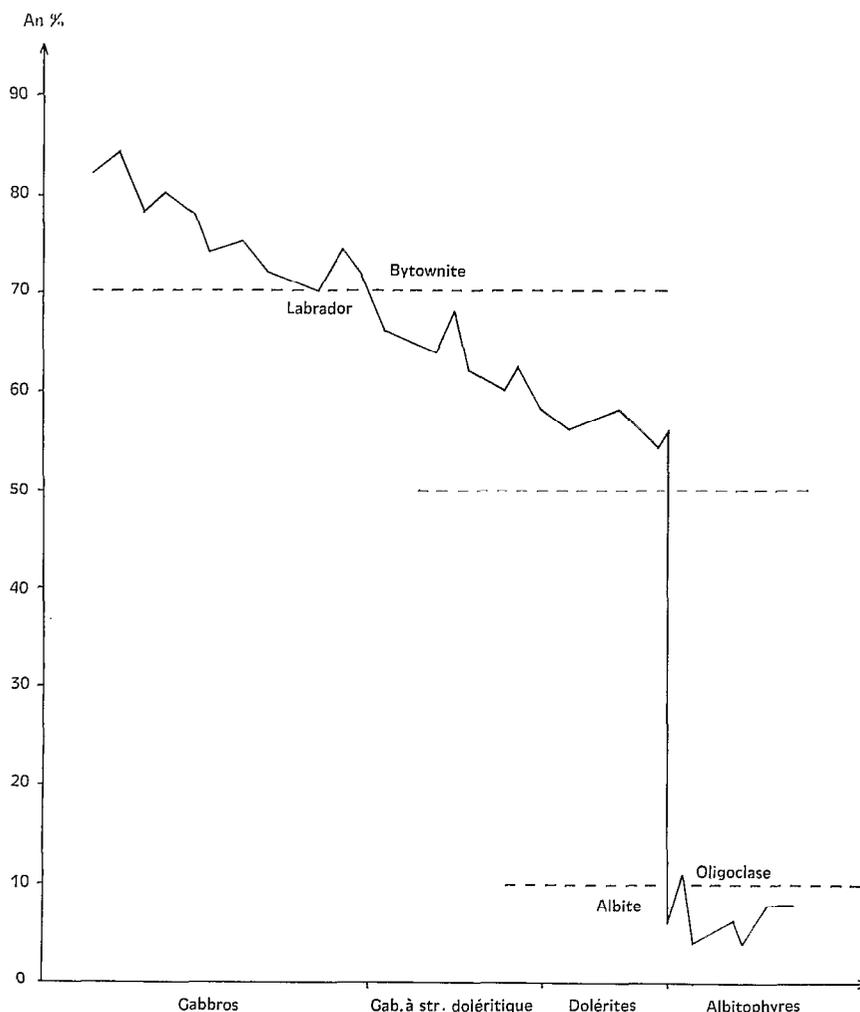


FIG. 8. — Variation du % en An des plagioclases du cortège ophiolitique.

7. HUANG (1958), à propos de l'étude des gabbros prehnitisés des Monts Wichita (Oklahoma), pense que la transformation des plagioclases en prehnite, est précédée par une saussuritisation qui libère le sodium et le calcium, en formant un mélange de quartz, d'albite et d'épidote ; la prehnitisation sensu stricto serait le résultat d'une activité hydrothermale ultérieure ; les plagioclases des gabbros frais environnants étant relativement peu basiques, l'auteur admet un apport de Ca extérieur.

La présence d'un peu d'albite et de quartz décelée au moyen du calcul pétrochimique, et vérifiée aux rayons X, permet de penser que la prehnitisation a pu suivre un schéma analogue à celui que fournit HUANG. De plus, la basicité des plagioclases primitifs (An 80) de la zone de passage des péridotites aux gabbros du cortège ophiolitique du Pinde, éliminerait dans ce cas à peu près tout apport extérieur de Ca.

Pour sa part, WATSON (1953) attribue l'apport de Ca à une serpentinisation de péridotites à pyroxènes voisines des roches à feldspaths prehnitisés. Il est certain que dans le cas des roches du Pinde, la présence de prehnite semble liée à la serpentinisation, mais dans des niveaux qui sont précisément caractérisés par leur pauvreté en pyroxènes ; peut-être existe-t-il un lien fondamental entre la prehnitisation des feldspaths et la disparition des pyroxènes dans la zone de passage des péridotites aux gabbros, traduisant des remaniements plus profonds qu'une simple action hydrothermale.

### *Conclusion à l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros*

Ces observations me conduisent à admettre que deux masses de composition différente, ayant peut-être une origine commune antérieure à la mise en place sans qu'il me soit pour autant possible de préciser ce dernier point, ont été d'une façon ou d'une autre mises en contact. On peut en effet penser que l'existence de la zone de passage des péridotites aux gabbros (zone rubanée) est liée à la remobilisation des éléments de bordure d'une des masses antérieurement extrudée, sous l'influence d'une seconde, arrivant peu de temps après dans un état semicristallisé. En l'occurrence, on peut admettre la remobilisation des éléments de la bordure supérieure des péridotites par suite de l'arrivée des gabbros, ou inversement, la remobilisation des éléments de la bordure inférieure des gabbros, par suite de l'arrivée d'une masse péridotitique.

Ce premier phénomène peut être accompagné de frottements ou de glissements de l'une des masses par rapport à l'autre, responsables de la formation des « brèches magmatiques », dont j'ai mentionné l'existence dans la vallée du Miléotikos ; notons que pour THAYER (op. cit.), des formations semblables à celles du Miléotikos, « semblent provenir d'un mélange, pendant une mise en place forcée, de roches presque entièrement solidifiées ».

### *Etude du passage des dolérites aux albitophyres*

A ce niveau, la coupure est nette ; on passe franchement de dolérites (sans aucune trace d'albitisation des lattes de labrador An 55) à des albitophyres (fig. 8). Les seuls liens existant entre ces deux ensembles sont, d'une part, la position constante des albitophyres au-dessus des dolérites, et d'autre part, la présence de quelques cas de « brèches magmatiques » entre ces deux types (vallée d'Avdéla notamment). Nous avons vu plus haut, à propos de l'étude des albitophyres, que l'on ne pouvait invoquer le rôle de l'eau de mer pour parler d'une métasomatose sodique des niveaux supérieurs du cortège ophiolitique, et qu'il fallait, en fait, admettre que la lave acide et sodique qui a contribué à la formation des albitophyres, s'était individualisée sans action directe de l'eau de mer. On peut donc penser, dans ce cas encore, que les différenciations qui sont à l'origine de l'individualisation de cette lave, sont antérieures à l'épanchement et que la présence de brèches magmatiques permet d'envisager un processus de mise en place identique à celui décrit au cours de l'étude de la zone de passage des péridotites aux gabbros.

## CONCLUSIONS

Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional est ainsi défini par l'association étroite de trois ensembles distincts, à savoir, à la base, des péridotites, au milieu, des gabbros passant progressivement à des dolérites, au sommet, des albitophyres présentant des pillow-lavas dans les horizons supérieurs.

Si l'on invoque une origine commune pour expliquer la liaison qui existe entre les différents types pétrographiques qui constituent le cortège ophiolitique, il nous faut, à première vue, envisager des différenciations dans un magma fortement basique, pour rendre compte de l'importance apparente des péridotites. En effet, sur l'ensemble des coupes observées dans le Pinde, on peut estimer à 2 000 mètres au moins l'épaisseur des péridotites contre 1 000 mètres au plus pour les gabbros, dolérites et albitophyres ; cependant, il convient de noter que les péridotites occupent une position centrale dans le massif, et que les roches doléritogabbroïques et microlitiques acides qui les surmontent, les enveloppent ; la forme que prend l'ensemble correspond en gros à une demi-calotte sphérique dont le noyau est péridotitique et l'enveloppe représentée par des gabbros, dolérites et albitophyres ; il faut alors raisonner sur un volume et non pas sur une coupe ; à titre de comparaison, notons qu'une sphère de 5 cm de rayon, présente un noyau et une enveloppe de même volume, lorsque ceux-ci ont respectivement 4 cm de rayon et 1 cm seulement d'épaisseur ; nous voyons que ce raisonnement tend à singulièrement diminuer l'importance généralement attribuée aux péridotites, notamment dans le cas du Pinde, où la quantité de roches gabbroïques, doléritiques et microlitiques est relativement importante. Ainsi, la série ophiolitique du Pinde septen-

trional, à laquelle j'ai adjoint comme faisant partie d'un même ensemble, la série du massif du Vourinos, plus riche en roches ultramafiques, peut être évaluée à :

- 50 % de péridotites,
- 25 % de gabbros et dolérites,
- 25 % d'albitophyres ;

soit, pour l'analyse moyenne de cette masse :

SiO <sub>2</sub> : 51	Or : 1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 11	Ab : 12,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : 4	An : 22,80
FeO : 5	Σc : 36,50
MgO : 20	Pyr : 51,00
CaO : 6	Ma : 5,80
Na <sub>2</sub> O : 1,5	Ilm : 0,65
K <sub>2</sub> O : 0,2	Per : 5,00
TiO <sub>2</sub> : 0,3	Σb : 62,45

(III)IV·5·4·'5 [1(2)·1'·1·1(2)]

Compte tenu de la grande imprécision que présente évidemment un tel calcul, le magma hypothétique originel commun aurait des paramètres de mélabasalte ; la somme des barylithes étant voisine de 65 %, on se trouve en fait à la limite basalte - mélabasalte (le paramètre p est de (III)IV) ; ceci est essentiellement dû à un fort pourcentage en MgO. PETERLONGO (1968), a comparé la composition globale de l'ensemble des ophiolites de l'Inzecca (Corse) et celle que j'ai moi-même obtenue dans le Pinde-Vourinos <sup>8</sup>,

8. Cet auteur a d'ailleurs recalculé l'analyse moyenne de l'ensemble des ophiolites du Pinde-Vourinos, estimant mes calculs très arrondis ; il obtient les chiffres suivants, voisins de la composition globale anhydre des ophiolites de l'Inzecca.

(a) composition globale des ophiolites du Pinde-Vourinos.

(b) composition globale anhydre de l'ensemble des ophiolites de l'Inzecca.

(b') composition globale de l'ensemble des ophiolites de l'Inzecca.

	(a)	(b)	(b')
SiO <sub>2</sub> :	49,63	48,4	44,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	11,12	12,0	11,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	4,52	5,9	5,51
FeO :	4,92	3,6	3,34
MgO :	21,50	19,7	18,24
CaO :	6,02	6,6	6,11
Na <sub>2</sub> O :	1,93	2,6	2,38
K <sub>2</sub> O :	0,18	0,2	0,15
TiO <sub>2</sub> :	0,17	0,7	0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> :		0,2	0,23
MnO :		0,1	0,10
(H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> ) :			6,87
(H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> ) :			0,58

normes C.I.P.W.

Or :	1,1	1,1
Ab :	16,2	22,0
An :	21,1	20,6
Σc :	38,4	43,7
Pyr :	35,5	25,7
Ma :	6,5	8,6
Ilm :	0,3	1,4
Ap :		0,3
Ol :	19,1	20,0
Σb :	61,4	56,0

paramètres C.I.P.W.

(a) III(IV)·5·4·'5 [1(2)·2(3)·1·1(2)]

(b) III'·5·(3)4·5 [2·3·1'·1']

et a constaté la similitude qui existe entre la composition chimique du magma générateur hypothétique des ophiolites (Inzecca ou Pinde-Vourinos), et celle de basaltes à olivine type océanite ou de basaltes picritiques des Iles Hawaï, par exemple. Ce magma hypothétique s'apparenterait à un « magma primaire » tel que l'ont défini GREEN et RINGWOOD (1967), à savoir un magma riche en olivine et directement issu du manteau par fusion partielle.

Si l'on peut invoquer l'existence d'un magma commun, il faut également tenir compte de la présence des deux coupures importantes qui définissent les trois principaux ensembles du cortège ophiolitique. A mon avis, ces coupures sont trop profondes pour qu'elles soient le résultat d'une différenciation se produisant après l'épanchement, « à l'intérieur d'une poche magmatique de grande dimension, montée en surface et entourée d'une croûte [spilitique ou basaltique] consolidée » (BRUNN, 1960). Je pense au contraire que l'existence de ces trois ensembles, est le résultat de différenciations antérieures à la mise en place de la totalité de ce cortège.

Dans cette optique, le magma originel aurait pu être l'objet, avant son épanchement, d'une première différenciation importante qui aurait formé, à la base, un ensemble péridotitique, et au sommet, un magma résiduel doléritogabbroïque sans olivine<sup>9</sup> ; cette première différenciation aurait pu se produire : soit dans des régions très profondes aux dépens même du manteau, soit dans une chambre magmatique sous-jacente à la zone d'épanchement, soit enfin, au cours même de la montée du magma, notamment par suite de la décantation rapide des péridots à la base de la masse ascensionnelle.

La formation des albitophyres pourrait être le fruit d'une différenciation ultérieure à partir du magma résiduel doléritogabbroïque ; elle serait due à la migration rapide des éléments alcalins liés aux éléments volatils primitivement contenus dans l'ensemble ophiolitique ; cette migration des éléments volatils pourrait se produire au moment même de l'épanchement, par suite de la baisse brutale de pression consécutive à l'extrusion.

#### REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur RAVIER qui a bien voulu relire ce texte et y apporter de nombreuses corrections.

Manuscrit déposé au s.c.d. de l'Orstom, 17 juillet 1969

#### BIBLIOGRAPHIE<sup>10</sup>

- AVIAS (J.), 1949. — Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIX, nos 4-5-6, pp. 439-451.
- BAILEY (E.B.), McCALLIEN (W.J.), 1953. — Serpentine lavas, the Ankara melange and the anatolian thrust. *Trans. r. Soc. Edinburgh*, vol. LXII, part. II, n° 11, pp. 403-442.
- BOWEN (N.L.), TUTTLE (O.F.), 1949. — The system MgO, SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 29, pp. 151-217.
- BRUNN (J.H.), 1956. — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (thèse). *Ann. géol. Pays hellén.*, ser. A, t. VII, 358 p.
- BRUNN (J.H.), 1960. — Mise en place et différenciation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 3, fasc. 3, pp. 115-132.

9. Ce magma résiduel contiendrait toutefois encore un peu d'olivine, responsable de la formation de la bande (ou semelle) alluviale, décrite dans la note infrapaginale, page 50.

10. Pour une bibliographie plus détaillée, se reporter à ma thèse de 3<sup>e</sup> cycle (ORSTOM. Paris - 1967).

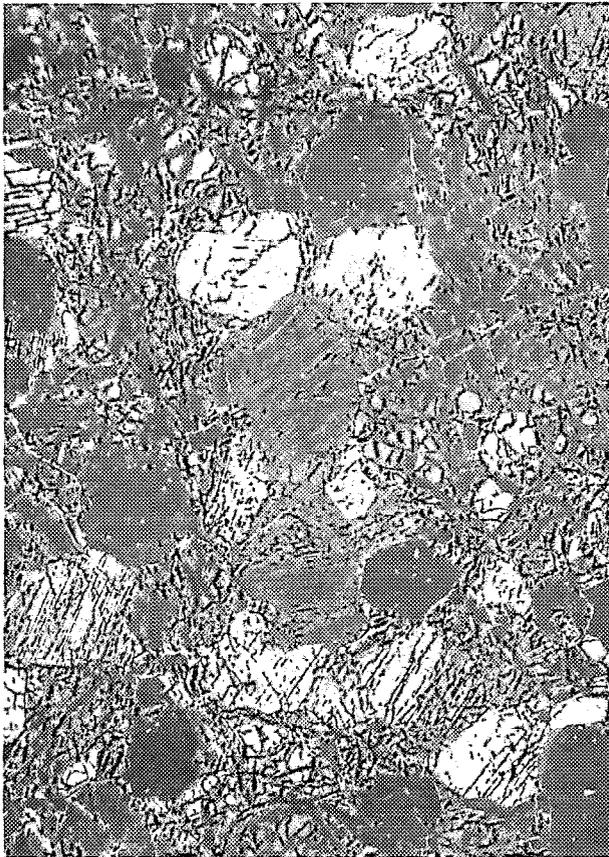
LE CORTÈGE OPHIOLITIQUE DU PINDE SEPTENTRIONAL (GRÈCE)

- DUBERTRET (L.), 1953. — Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes Mém. Moyen-Orient*, t. VI, 179 p.
- GREEN (D.H.), RINGWOOD (A.E.), 1967. — The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 15, n° 2, pp. 103-190.
- HELKE (A.), 1962. — The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district. *Econ. Geol.*, vol. 57, pp. 954-962.
- HESS (H.H.), 1955. — Serpentine, orogeny and epeirogeny. *Geol. Soc. Amer. spec. Paper*, n° 62, pp. 391-407.
- HUANG (W.T.), 1958. — Prehnitization of gabbro. *Texas J. Sci.*, vol. 10, n° 3, pp. 282-292.
- JUNG (J.), BROUSSE (R.), 1959. — *Classification modale des roches éruptives*. Masson, Paris, 122 p.
- KÜNDIG (E.), 1956. — Geology and ophiolite problems. *Verk. Kon. Nederl. Mijnb. Gen.*, 16, pp. 210-233.
- PARROT (J.F.), 1967. — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce), thèse de 3<sup>e</sup> cycle, ORSTOM, Paris, 114 p. *multigr.*
- PARROT (J.F.), RAMBAUD (D.), 1969. — Distribution de quelques éléments en trace (Pb, Mn, Ga, Cr, V, Cu, Zn, Zr, Ni, Co, Sr, Li) dans un cortège ophiolitique de type alpin. I. Roches totales. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. I, n° 1, pp. 95-105
- PETERLONGO (J.M.), 1968. — Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). *Bull. BRGM, 2<sup>e</sup> sér., sect. IV, n° 1*, pp. 17-94.
- RITTMANN (A.), 1963. — *Les volcans et leur activité*. Masson, Paris, 462 p.
- ROEVER de (W.P.), 1961. — Mantelgesteine und Magmen teifer Herkunft. *Fortschr. Miner.*, vol. 39, n° 1, pp. 96-107.
- ROUTHIER (P.), 1953. — Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie (thèse). *Mem. Soc. géol. Fr.*, vol. 32, 266 p.
- STEINMANN (G.), 1927. — Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettenbirgen. *Int. geol. Congr. XIV. 1926. Madrid*, vol. 2, pp. 638-667.
- THAYER (T.P.), 1960. — Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. *Inter. geol. Congr. XXI. 1960. Copenhagen*, part. XIII, pp. 247-259.
- Van der KAADEN, 1963. — The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic-rocks and their implications on chromite prospection. Séminaire sur les méthodes modernes de la prospection de la chromite, Athènes.
- VUAGNAT (M.), 1964. — Remarques sur la trilogie serpentinite — gabbro — diabase dans le bassin de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rdsch.*, vol. 53, n° 1, pp. 336-358.
- WASHINGTON (H.S.), 1917. — Chemical analyses of igneous rocks. *U.S. Geol. Survey*, prof. Paper n° 99.
- WATSON (K.D.), 1953. — Prehnitization of albitite. *Amer. Miner.*, vol. 38, pp. 197-206.
- ZACHOS (K.), 1953. — Chromite deposits of Vourinos area. *The mineral wealth of Greece*, vol. 3, pp. 47-82.
- YODER (H.S.), SAHAMA (Th. G.), 1957. — Olivine X-ray determinative curve. *Amer. Miner.*, vol. 42, pp. 475-491.

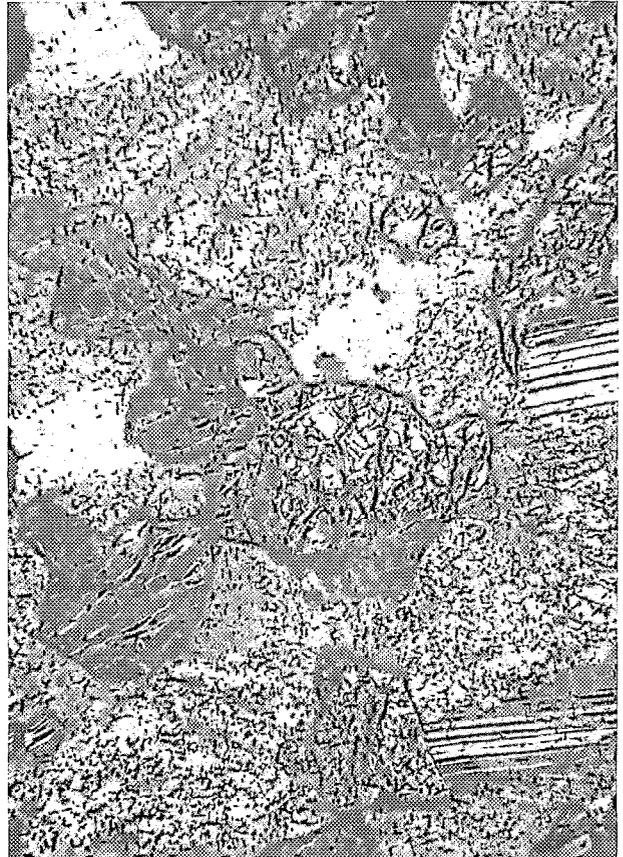
PLANCHE I

- Cliché 1. — Echantillon n° 4 (vallée de l'Aspropotamos).  
Lherzolite.  
Les olivines sont très serpentinisées ; les pyroxènes sont, au contraire, beaucoup plus frais.
- Cliché 2. — Echantillon n° 21 (vallée de l'Aspropotamos).  
Lit allivalitique mésocrate de la zone rubanée.  
Les olivines serpentinisées sont souvent automorphes ; on observe dans cette lame la transformation de grands cristaux subautomorphes de bytownite, en prehnite.
- Cliché 3. — Echantillon n° 21 b (vallée de l'Aspropotamos).  
Lit dunitique plagifère de la zone rubanée.  
La prehnite se réduit à un remplissage des méats que ménagent les olivines subautomorphes ; dans les méats les plus petits et en bordure des grains d'olivine serpentinisée, elle devient pratiquement isotrope.  
Signalons quelques petits cristaux automorphes de spinelle, dans les olivines.
- Cliché 4. — Echantillon n° 27 (vallée de l'Aspropotamos).  
Gabbro à olivine (allivalite).  
Tous les minéraux sont limpides ; auréole réactionnelle d'orthopyroxène autour des olivines.

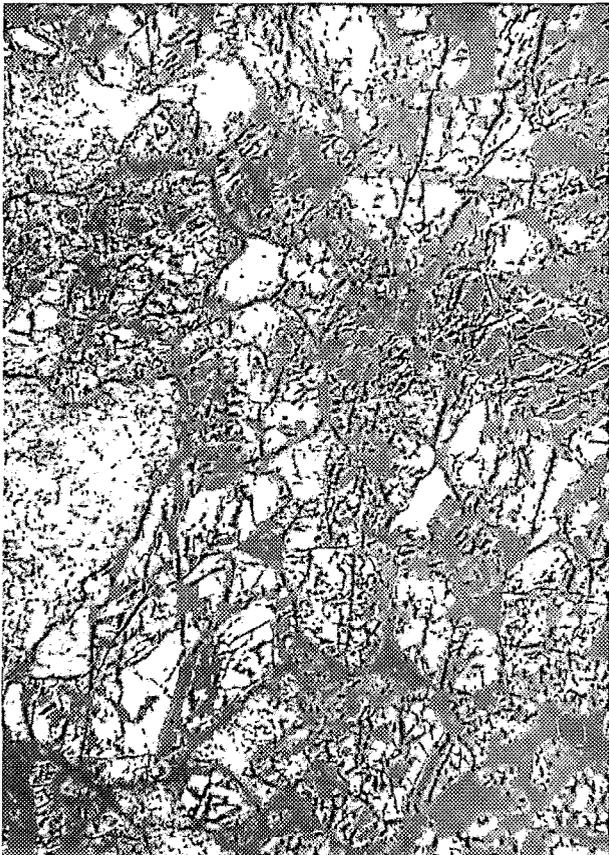
*NOTA* : Tous ces clichés ont été photographiés en lumière polarisée et grossis 15 fois.



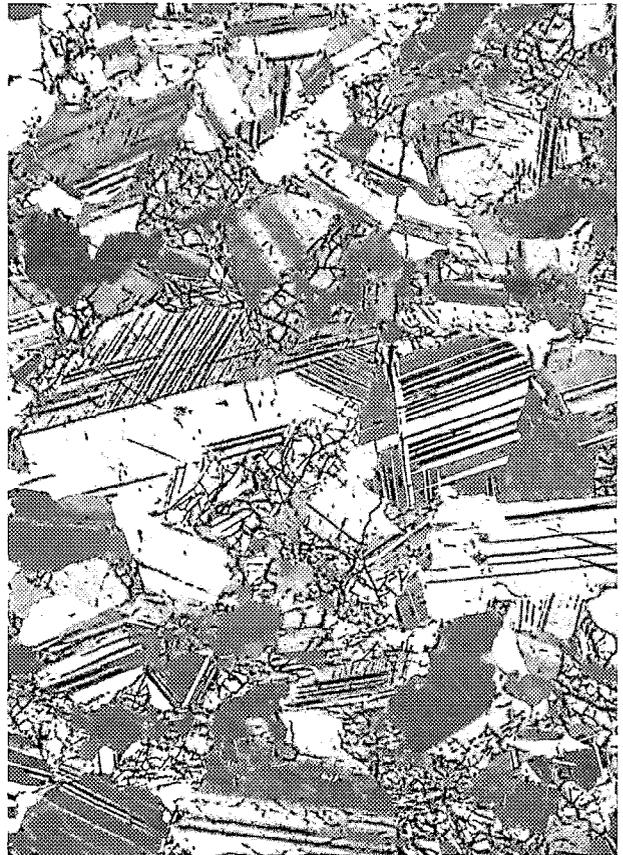
1



2



3



4

PLANCHE II

- Cliché 1. — Echantillon n° 34 (vallée de l'Aspropotamos).  
Gabbro bytownitique leucocrate.  
Cet échantillon ne contient plus d'olivine ; le clinopyroxène est une augite.
- Cliché 2. — Echantillon n° 51 (vallée de l'Aspropotamos).  
Gabbro labradoritique à structure doléritique.
- Cliché 3. — Echantillon n° 53 (vallée de l'Aspropotamos).  
Dolérite.  
La structure est dans l'ensemble intersertale ; on observe également quelques nids à structures precilitique.
- Cliché 4. — Echantillon n° 61 (environ de Microlivado).  
Albitophyre.  
Microlites d'albite dans une pâte essentiellement chloriteuse ; les plages plus claires sont formées de calcite.



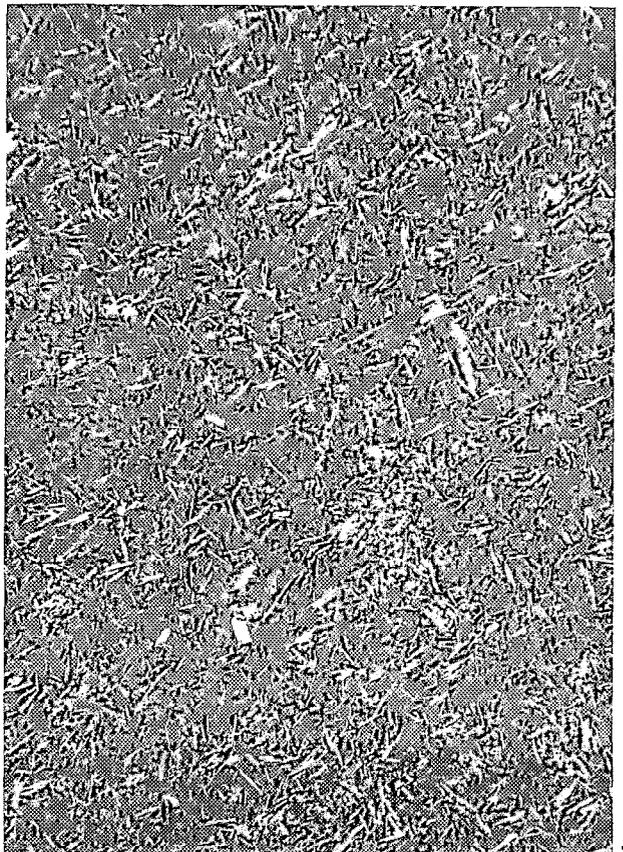
1



2



3



4