

*Excursion de la RCP 214
du 1er au 15 Juin 1971*

CORTEGES OPHIOLITIQUES DE CHYPRE
DE LA REGION D'ANTALYA (Turquie)
DU VOURINOS ET DU PINDE SEPTENTIONAL
(Grèce)

IIIème PARTIE : Massif du VOURINOS
et Chaîne du PINDE SEPTENTRIONAL
(Grèce)

resp. J.F. PARROT

CATALOGUE DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS
PROGRAMME D'EXCURSION SUR TROIS JOURS (cf. fig.1)

Premier jour

Massif du VOURINOS

- (a) Paléokastron : contact dunitite - substratum calcaire jurassique.
- (b) sud-est de Taxiarchis : coupe de l'Aliakmon serpentinites, pyroxénolites, norites, rodingites (zone de transition entre les ultrabasites et les gabbros); gabbros
- (c) région d'Asprokambos : diorites diorites quartziques et dacites.
- (d) accessoirement : péridotites du secteur sud et contact péridotites - substratum au monastère Zavordhas

Deuxième jour

Massif du VOURINOS

région de Langhadakia : formations volcaniques, radiolarites, transgression crétacé.

Chaîne du PINDE

vallée de l'Aspropotamos (des écaillés du corridor de Périvoli aux formations gabbroïques du gué de l'Aspropotamos) : serpentinites, lherzolites, pyroxénolites zone de passage entre les péridotites et les gabbros (péridotites à nuages, péridotites rubanées, etc..), gabbros de grain divers et filons doléritiques.

Troisième jour

Chaîne du PINDE

- (a) région de Microlivado : pillow-lavas
- (b) coupe de Miléotikos de Krania à Miléa : serpentinites, brèches magmatiques péridotite gabbro contact des serpentinites sur le flysch du Pinde.

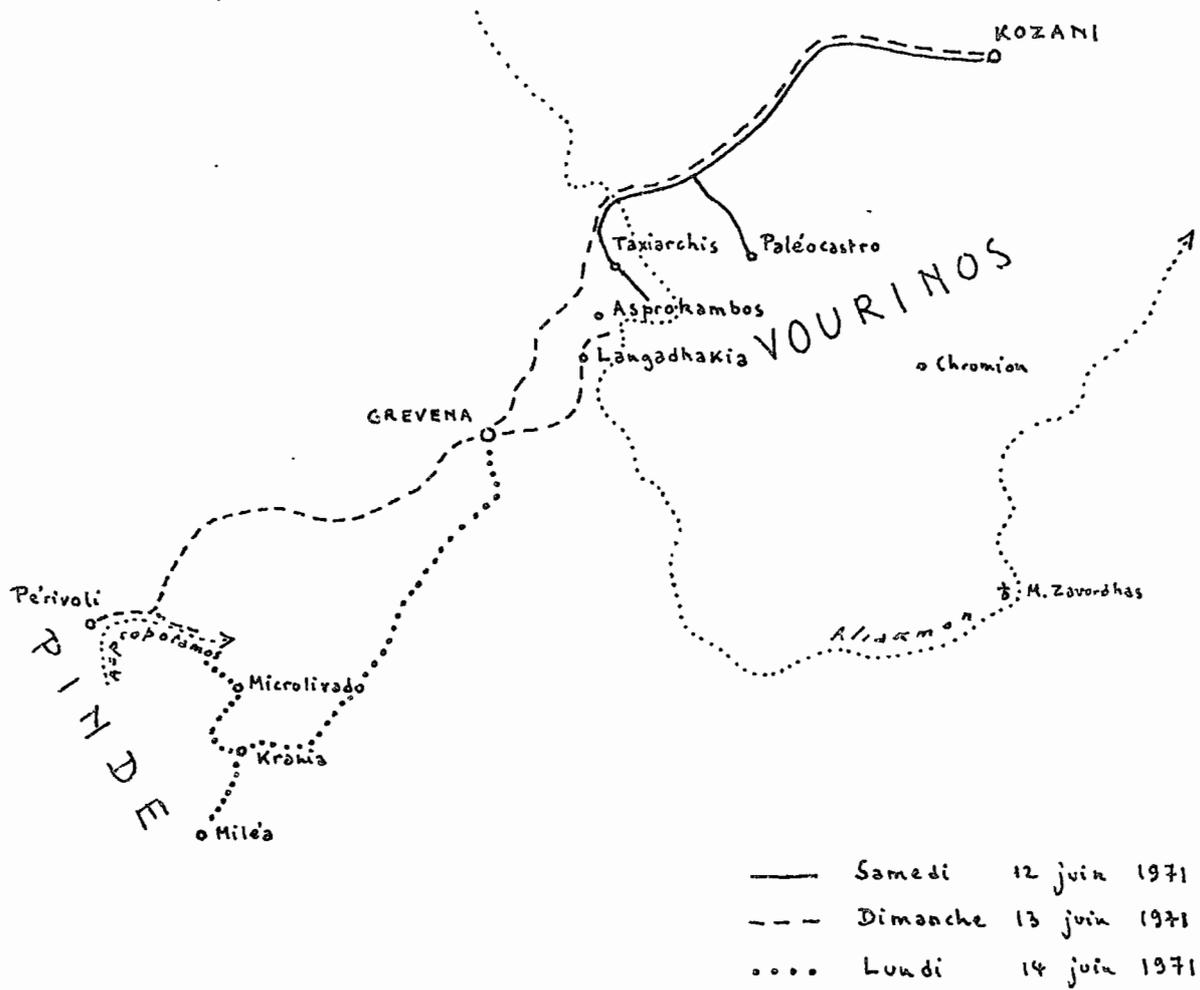


Fig. 1 Trajet suivi par l'excursion

INTRODUCTION

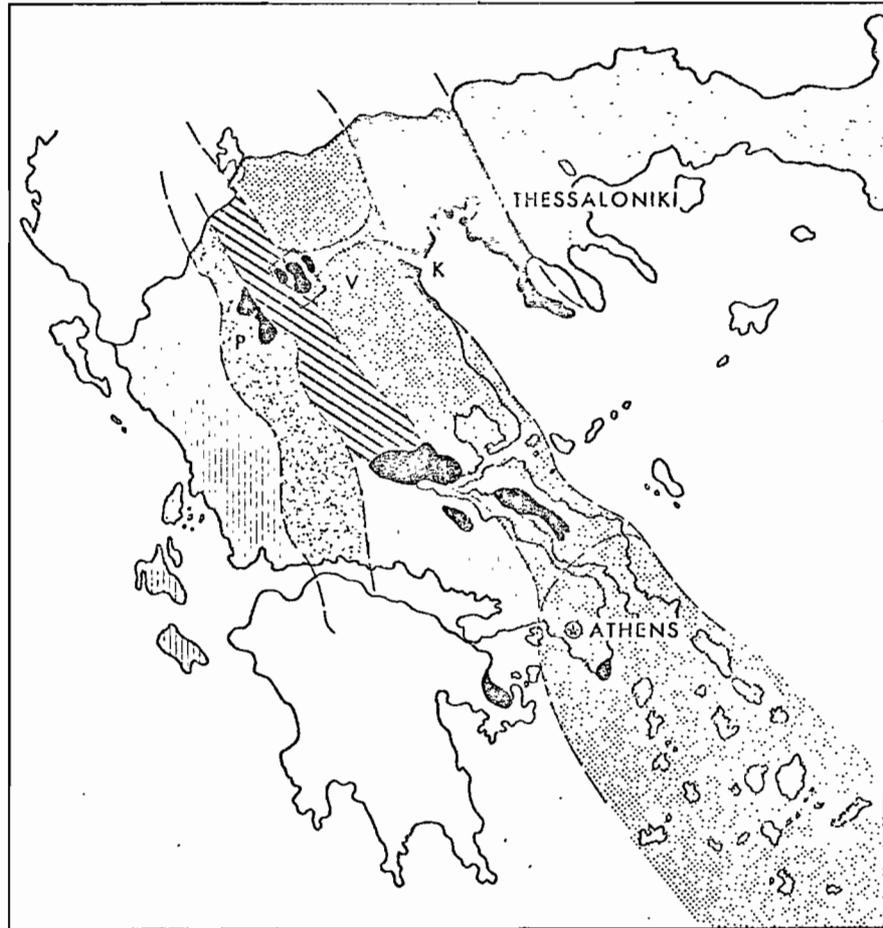
La troisième partie de cette excursion est consacrée, d'une part au MASSIF DU VOURINOS, d'autre part à la CHAÎNE DU PINDE SEPTENTRIONAL.

Ces deux ensembles ophiolitiques sont situés de part et d'autre du "Sillon Méso-Hellénique", zone de subsidence rectiligne de plus de 300 kilomètres de long, renfermant des dépôts molassiques oligocènes et miocènes (cf. fig. 2 et 3). "L'existence de ce sillon exprime par rapport aux régions voisines, un changement profond du comportement mécanique de la lithosphère" (BRUNN-1965. p. 262). Ce comportement cadre avec l'hypothèse selon laquelle son substratum serait constitué par une masse compacte de roches ultrabasi-ques denses et résistantes, représentant la cicatrice de la fissure ayant permis la montée des ophiolites" (BRUNN op. cit. p. 268). Cette hypothèse est reprise par MOORES (1969), mettant ainsi en évidence le lien qui existe entre ces deux ensembles (cf. fig. 4).

LE MASSIF DU VOURINOS

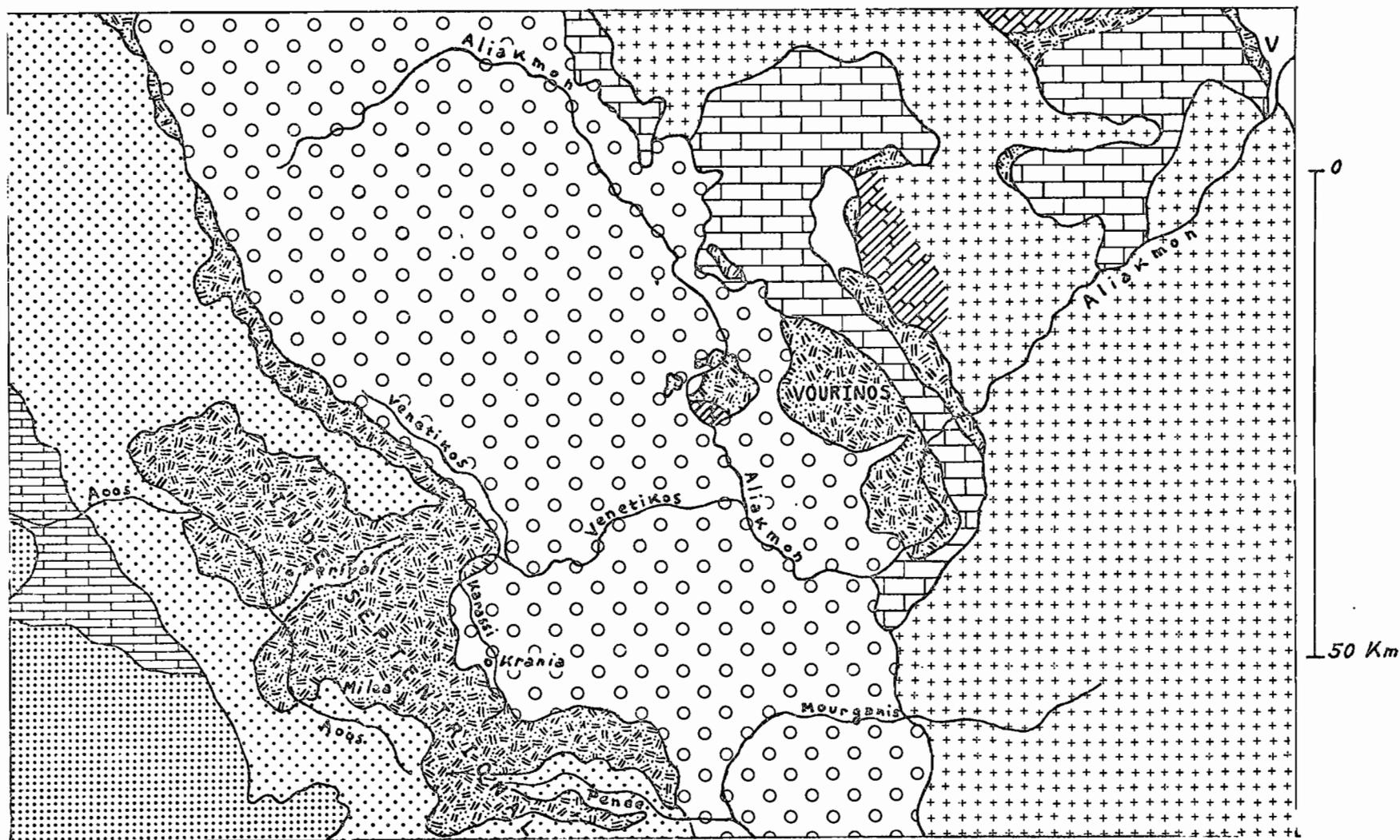
Description d'ensemble

Le massif du Vourinos couvre une superficie de 30 Km de long sur 15 Km de large. On y retrouve les diverses roches étroitement associées que comprennent les cortèges ophiolitiques. Dans ce cas, sur un substratum sédimentaire d'âge Jurassique supérieur (?) légèrement métamorphisé, compte non tenu des divers accidents qui divisent le massif en deux principales unités



-  RHODOPE MASSIF
-  VARDAR ZONE
-  PELAGONIAN MASSIF WITH SYNCLINORIA K-DETROITE
DE KOZANI
-  MESOHELLENIC TROUGH
-  OLONOS-PINDOS ZONE
-  PARNASSOS AND IONIAN-ADRIATIC ZONES
-  OPHIOLITE MASSES: V = VOURINOS MASS
P = PINDOS MASS

Fig. 2 Disposition des Zones dans les Hellénides
(in MOORES - 1969)



- | | | |
|---|---|--|
|  flysch ionien |  sillon méso-hellénique
(molasse oligo-miocène) |  couverture (Trias - Jurassique)
de la zone pélagonienne |
|  massif calc. du Tymphé
(zone du Gavrovo) |  ophiolites (Jurassique sup.) |  substratum métamorphique
de la zone pélagonienne |
|  flysch du Pinde (éocène) |  formations crétacées
(transgr. sur les oph.) | V zone du Vardar (ou Axios) |

Fig. 3 Schéma de position des massifs ophiolitiques de la Grèce septentrionale.

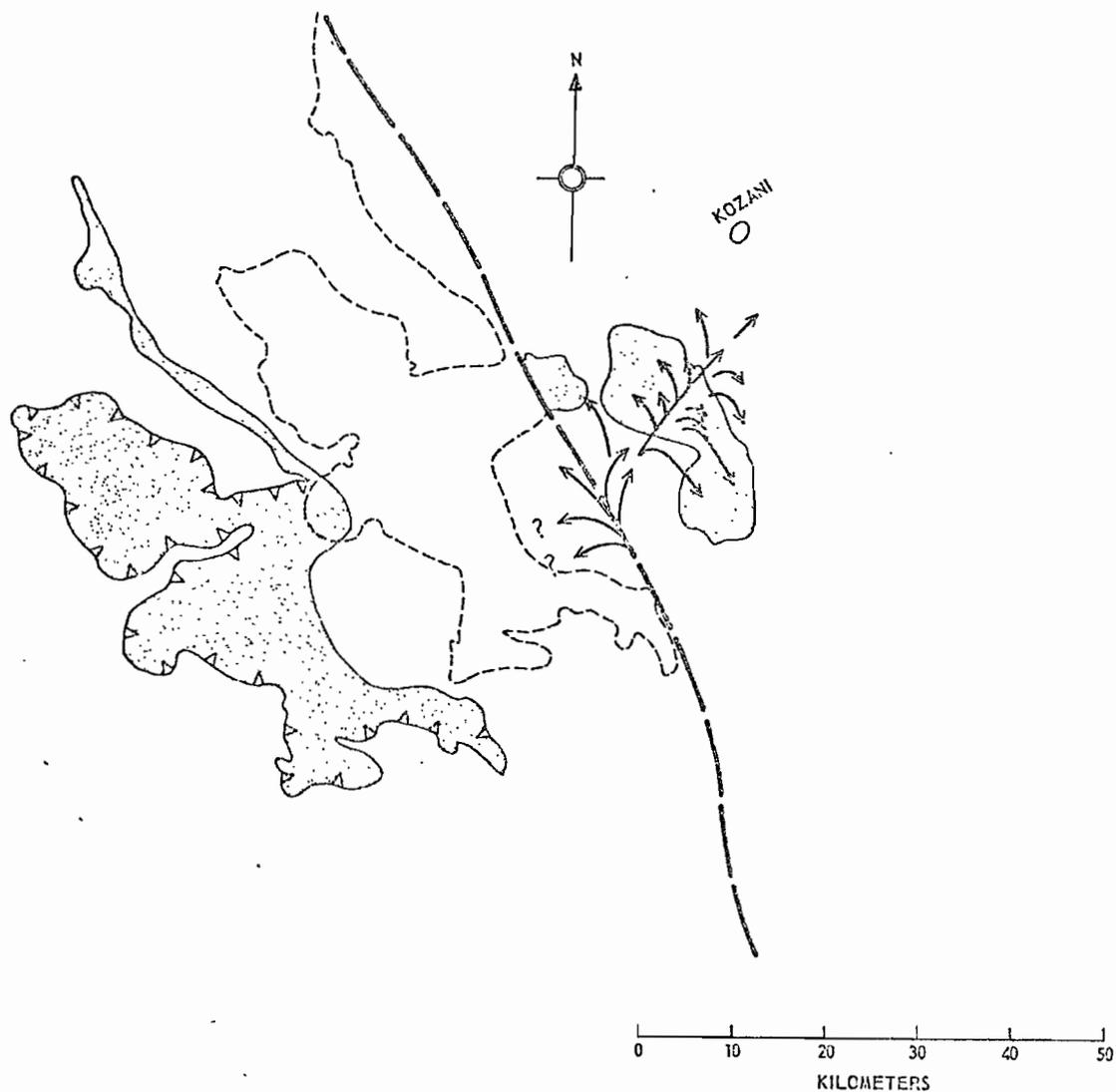
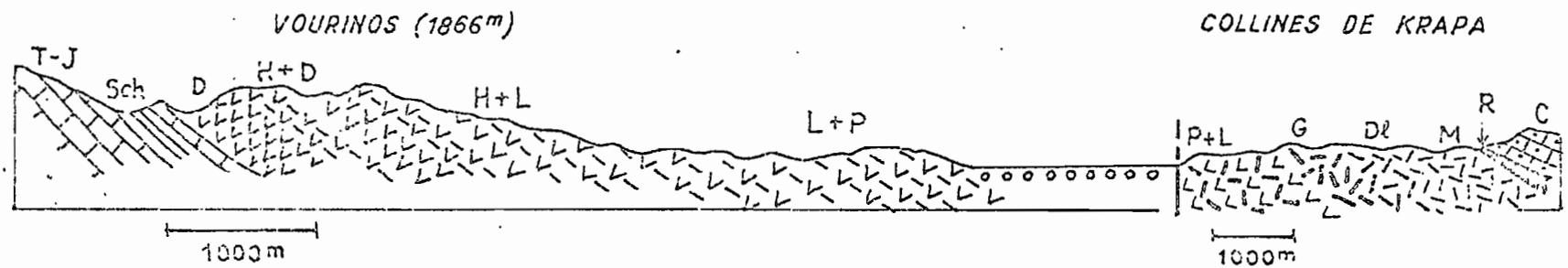


Fig. 4 Diagramme interprétatif de la mise en place des ophiolites du Pinde et du Vourinos, le long d'une ligne de fracture rectiligne située sous les dépôts tertiaires du sillon méso-hellénique (in MOORES - 1969)



De gauche à droite: T-J : calcaires (Trias, Jurassiques); Sch : intercalations schisteuses et siliceuses au sommet des calcaires; D : dunites; H : harzburgites; L : lherzolites; P : pyroxénites; G : gabbros; Dl : dolérites; M : roches microlitiques; R : radiolarites; C : calcaires crétaées.

Fig. 5 Profil explicatif du panorama du Vourinos et des collines de Krapa
(in BRUNN - 1960)

géographiques : Le Vourinos occidental et le Vourinos oriental lui-même à son tour recoupé en trois aires distinctes, on rencontre de bas en haut :

(1) des dunités serpentinisées, alternant vers leur sommet avec des péridotites essentiellement harzburgitiques;

(2) des serpentinites alternant avec des pyroxénolites et des gabbros à gros grains, dans une zone que MOORES (op. cit.) qualifie de "zone de transition";

(3) des gabbros, parfois à hypersthène, et des diorites quartzifères;

(4) des dolérites formant avec les diorites des "brèches magmatiques";

(5) des laves sous-marines plus ou moins spilitisées;

(6) des cherts surmontés, avec une légère discordance, par des calcaires cénomaniens.

La coupe de la figure 5 (d'après BRUNN - 1960 p. 119) rend compte de cette succession. Cette coupe correspond à une vue panoramique d'ensemble que nous aurons depuis la route de Kozani à Grévéna, à proximité de l'embranchement vers Taxiarchis.

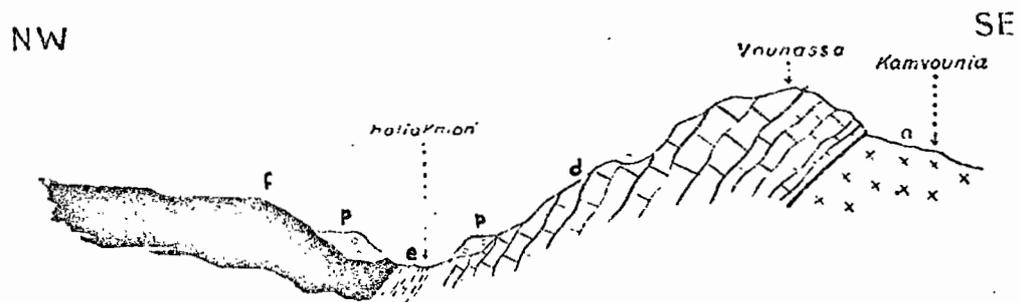
Description des affleurements

Relation des péridotites avec leur substratum

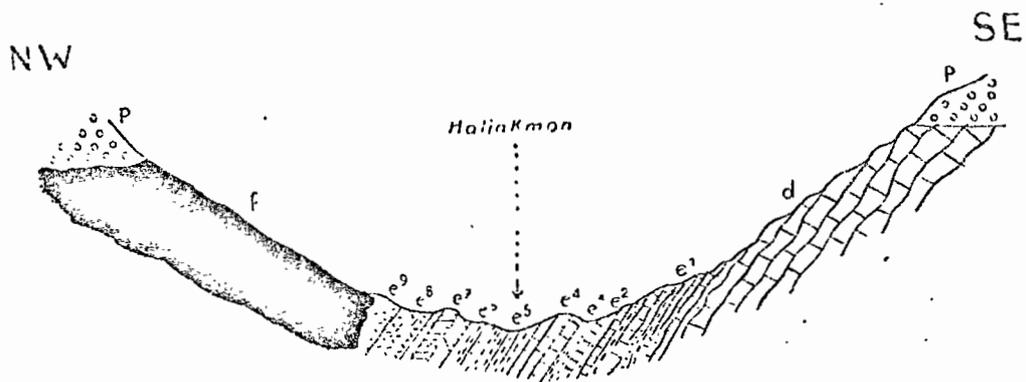
Les roches ultrabasiques reposent, par l'intermédiaire de 100 à 200 mètres de serpentinite schisteuse, sur des calcaires marmorisés formant un vaste berceau. Cette structure synclinale peut, soit être le résultat de la mise en place du complexe ophiolitique, soit correspondre à l'ensellement du "détroit de Kozani" dans le prolongement duquel elle se trouve. Le contact, semi-circulaire, va du sud-ouest du Vourinos, près du Monastère Zavordhas, (1) jusqu'au nord du massif, près du village de Paléocastro où nous l'observerons (cf. fig. 7).

(1) BRUNN (1956) décrit à cet endroit, entre les marbres et les serpentinites, une série renfermant un horizon volcanique (cf. fig. 6), représentant peut-être, à son avis, le "chilled-margin" du magma ophiolitique.

- P : Pliocène, villafranchien
f : péridotites serpentinisées
e9: roche vert très sombre compacte, dure et silicifiée, quelques mètres d'épaisseur, limites imprécises
e8: roche vert sombre de texture schisteuse
e7: calcaire vert d'eau, bréchié par endroits, en bancs : 5 à 6 cm
e6: jaspes ou quartzites fins, rouge sombre ou noirs, alternant avec des calcaires et des schistes noirs, passant à des
e5: schistes noirs très fissiles, 10 m environ
e4: calcaires gris blanc très cristallins 8 m environ
e3: bancs de calcaire gris ou verdâtres, alternant avec des
e2: bancs de jaspes ou quartzites fins, rouge sombre, en lits de 5 cm à 1 mètre, plissotés, comprenant aussi des
e1: bancs plus schisteux gris sombre, par développement des calcaires, on atteint la
d : masse principale des calcaires gris en bancs épais de 20 cm en moyenne, qui forment le flanc NW du mont Vounassa.



Coupe d'ensemble de la Vallée de l'Haliakmon sous le Mont Vounassa.



Détail du lit de l'Haliakmon

Fig. 6 Le soubassement des ophiolites dans le Vourinos
(in BRUNN - 1956)

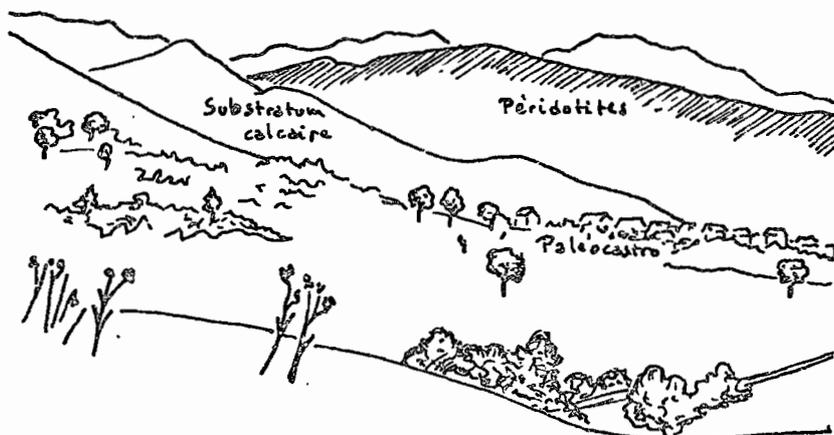


Fig. 7 Le soubassement des ophiolites à Paléocastro.
(d'après un cliché Parrot)

Le litage des roches du complexe ophiolitique et les bancs du substratum calcaire qui plongent sous ce complexe, pendent de façon identique vers le sud-est.

Entre les calcaires marmorisés et les serpentinites affleurent quelques mètres de phyllites et d'amphibolites; dans cette même zone, on rencontre aussi parfois des fragments de roches volcaniques et de radiolarites; ces quelques sédiments pélagiques qui font suite à une séquence néritique sont, soit allochtones, soit le résultat d'une augmentation rapide de la profondeur de l'océan peu avant l'emplacement des ophiolites, comme le suggère AUBOUIN (1959).

Les péridotites

Les roches ultrabasiques forment environ 80% du complexe; on distingue trois ensembles formés par :

(1) des dunites;

(2) des péridotites massives (essentiellement harzburgitiques, alternant avec des dunites et accessoirement avec des lherzolites et des werhlites;

(3) des péridotites litées enfin.

Toutes ces roches seront observées dans le secteur sud du Vourinos (cf. fig. 8) les dunites, dans la région de Névropolis au sud-ouest du village de Chromion, et si possible à la mine P 25; les harzburgites, litées ou non, le long de la route de Chromion à Skoumtsa; les péridotites litées enfin, sur la route joignant les villages de Skoumtsa et de Xérolivado (cf. fig. 9).

De nombreux filons de pyroxénolites recourent toutes ces roches.

Serpentinites et brèches serpentineuses

Outre les serpentinites déjà décrites qui jalonnent la base du complexe et qui se seraient formées pendant la mise en place des ophiolites, on rencontre, notamment dans la région de Paléocastro et à proximité du village d'Exarchos, des brèches de serpentine dont l'origine est incertaine. Ces brèches sont formées par approximativement 50% de fragments de péridotite

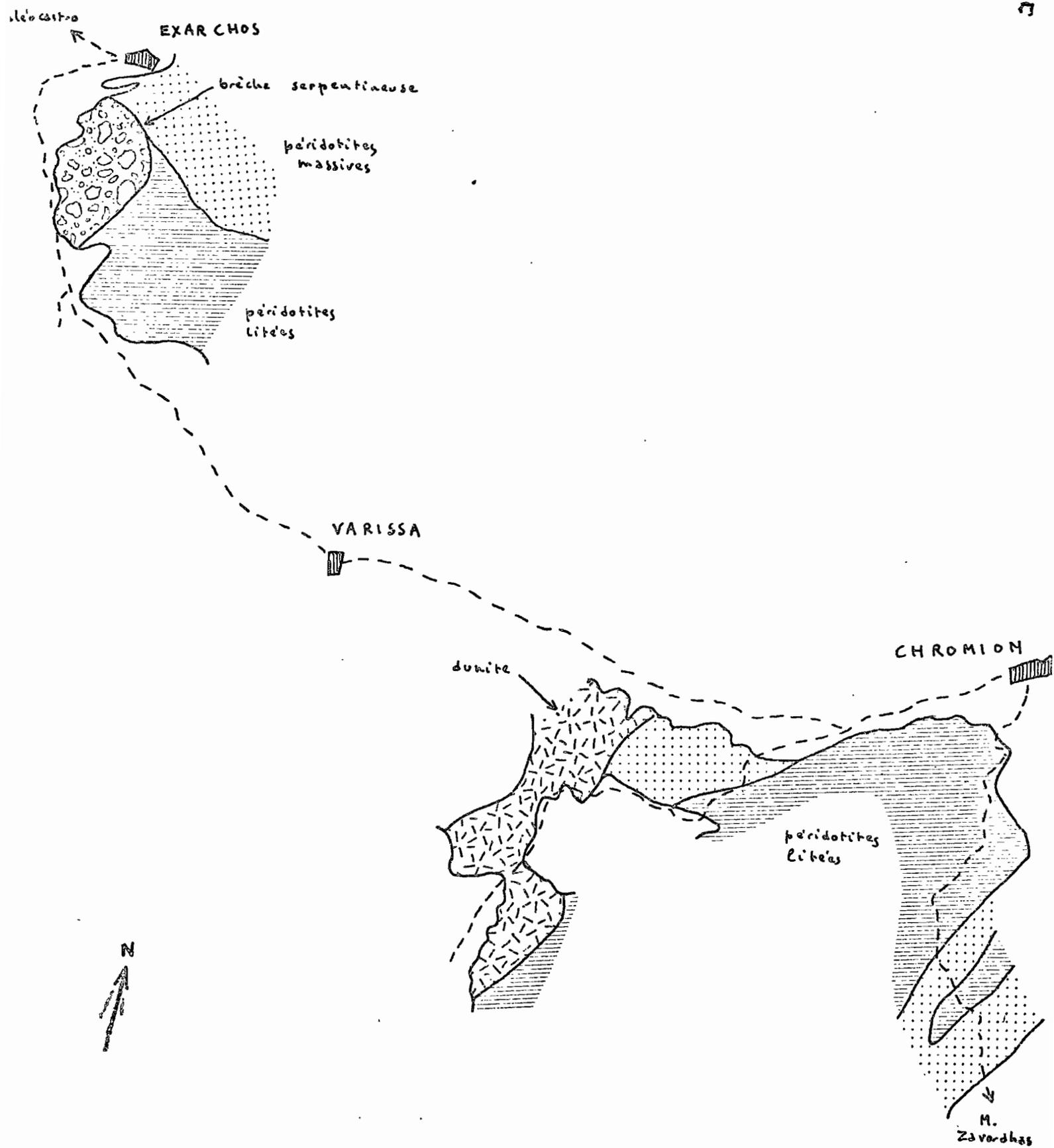


Fig. 8 Carte schématique du secteur sud du Massif du Vourinos
(d'après MOORES - 1963-64)

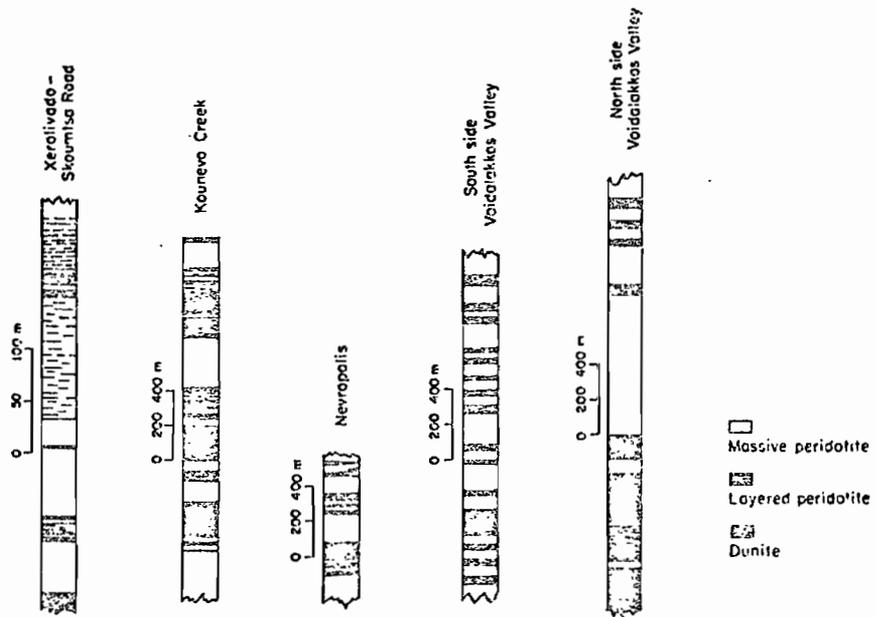


Fig. 9 Logs des péridotites litées sur la route Skountsa - Xérolivado, et régions voisines

(in MOORES - 1969)

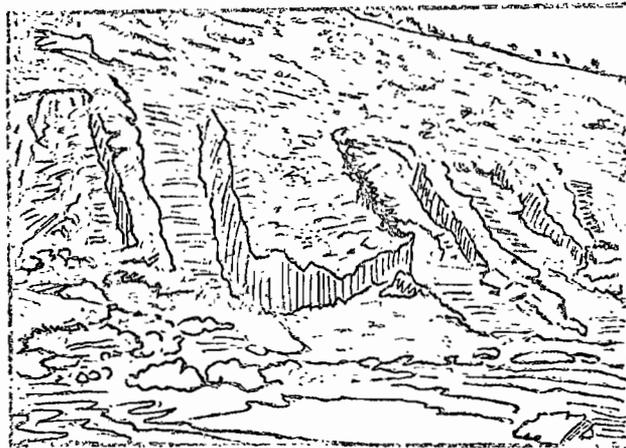


Fig. 10 Lits verticaux de pyroxénolites et de serpentinites dans la vallée de l'Aliakmon

(d'après un cliché Brunn)

subanguleux ou arrondis, de taille variable, baignant dans une matrice serpentineuse noire. Elles proviendraient :

- (1) soit de la consolidation sur place de dépôts de talus interstratifiés dans des sédiments tertiaires
- (2) soit de la mise en place d'un magma serpentineux;
- (3) soit de l'action explosive de gaz fluidisant les roches solides pendant le métamorphisme régional qui affecte la région pendant le Tertiaire.

La zone de transition

Il s'agit d'une zone servant de passage entre les roches ultrabasiques et basiques. Elle sera observée dans la vallée de l'Aliakmon, au sud-est du village de Taxiarchis.

La figure 10 rend compte du plongement vertical de tous les lits de ce secteur. Le log. de la fig. 11 montre qu'il s'agit de dunites fortement serpentinisées, largement traversées par des lits de pyroxénolites (webstérites essentiellement) et par des norites le plus souvent complètement rodingitisées.

En suivant l'Aliakmon vers l'ouest, c'est-à-dire en montant dans la série, les manifestations gabbroïques deviennent plus nombreuses, et l'on entre enfin dans le domaine basique proprement dit en fin de coupe.

Les roches basiques non laviques

Se placent dans cette rubrique les gabbros noritiques, diorites quartziques ou non, et les dolérites ou dacites. A l'exception d'un affleurement gabbroïque dans le Vourinos oriental, à proximité du village de Varissa, les roches basiques se concentrent dans le Vourinos occidental d'ailleurs dépourvu de roches ultrabasiques.

Ces gabbros et diorites seront étudiés dans une coupe située dans le prolongement de la coupe précédente après avoir suivi pendant 1 kilomètre environ l'Aliakmon qui coule alors dans des sédiments récents. nous remonterons à l'endroit où ce dernier fait un brusque coude vers le sud-est, un ravin conduisant au village d'Asprokambos. Nous y verrons entre autre, des "brèches magmatiques" diorito-doléritiques.

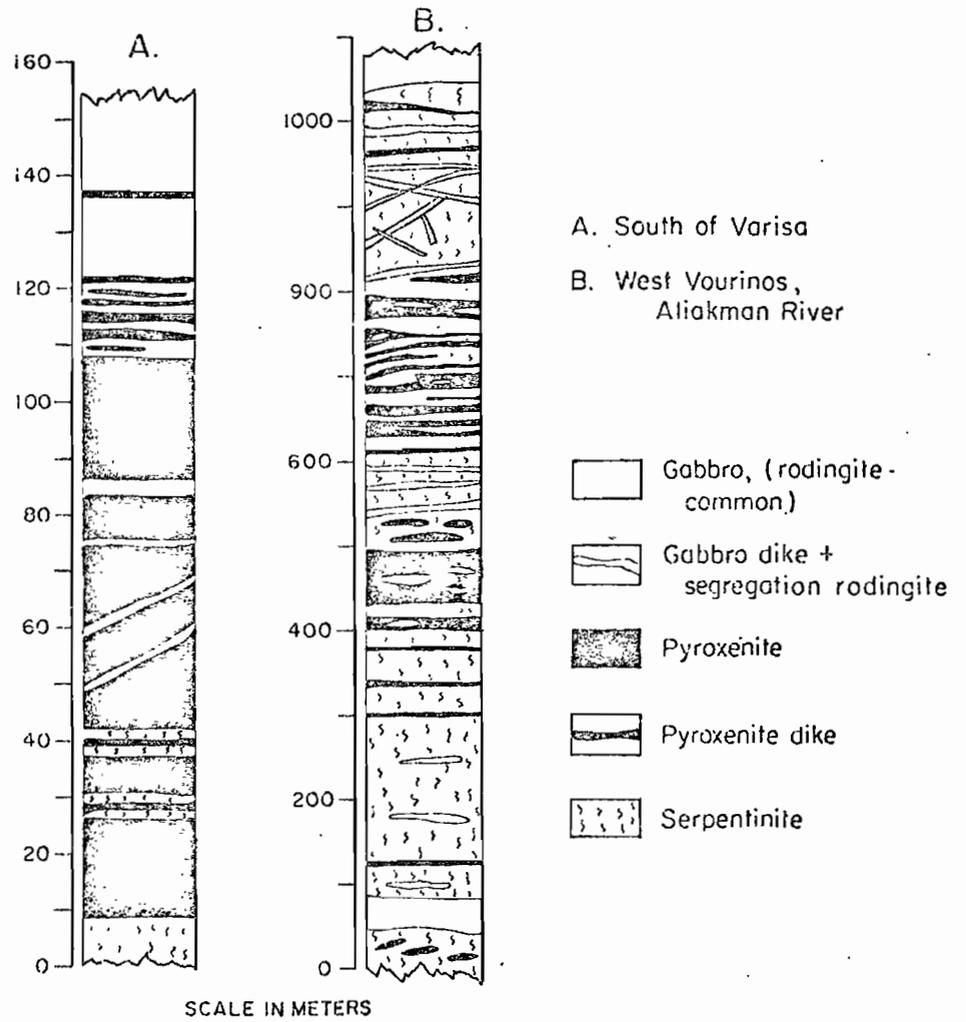


Fig. 11. Log de la "zone de transition" dans la vallée de l'Aliakmon
(in MOORES - 1969)

Les Laves

Elles affleurent dans les collines de Krapa, à proximité de Langadakia, village que nous atteindrons à partir de Grévéna, après avoir traversé le Grévénétikos, affluent de l'Aliakmon. Ce sont essentiellement des andésites et des basaltes; les niveaux supérieurs renferment quelques laves bréchiques spilitisées et quelques rares pillow.

Les cherts et la couverture sédimentaire

Ces roches sont visibles dans le même secteur.

Analyses chimiques des roches rencontrées

Voir les tableaux extraits de MOORES (op. cit.), joints en annexe.

LE PINDE SEPTENTRIONAL

Description d'ensemble

Si l'on peut partiellement admettre que le Vourinos repose sur son substratum d'origine, il en va tout autrement des ophiolites du Pinde Septentrional qui forment une nappe de charriage de plus de 1000 km², chevauchant vers l'ouest un flysch éocène ⁽²⁾, et transgressée à l'est par les molasses oligomiocènes du sillon mésohellénique (cf. fig. 3 et 12). Le

(2) de légers chevauchements inverses s'observent au nord et au sud du "golfe de Krania", dans deux zones où affleurent les roches basiques et les laves. Ces deux secteurs n'ont donc pas été érodés au début de la transgression oligocène. Les laves et dolérites, totalement absentes de la zone centrale du massif, forment l'essentiel des sédiments transgressifs de base (formation de Tripiméni). Ceci provient peut-être du caractère morphologique propre à l'épanchement. On peut en effet admettre que les ophiolites, dans le cadre de l'hypothèse photovolcanique ou plus simplement dans le cadre de celle d'un épanchement, se soient principalement écoulées dans une gouttière d'axe WSW - ENE, située dans le prolongement de l'ensellement du "détroit de Kozani". Ainsi, selon le comportement propre à tout épanchement, se serait produit un bombement situé à l'aplomb de l'axe de la gouttière; dans ces conditions, seules les parties latérales peu épaissies et non encore émergées, n'auraient pas été érodées au début du fonctionnement du sillon mésohellénique.

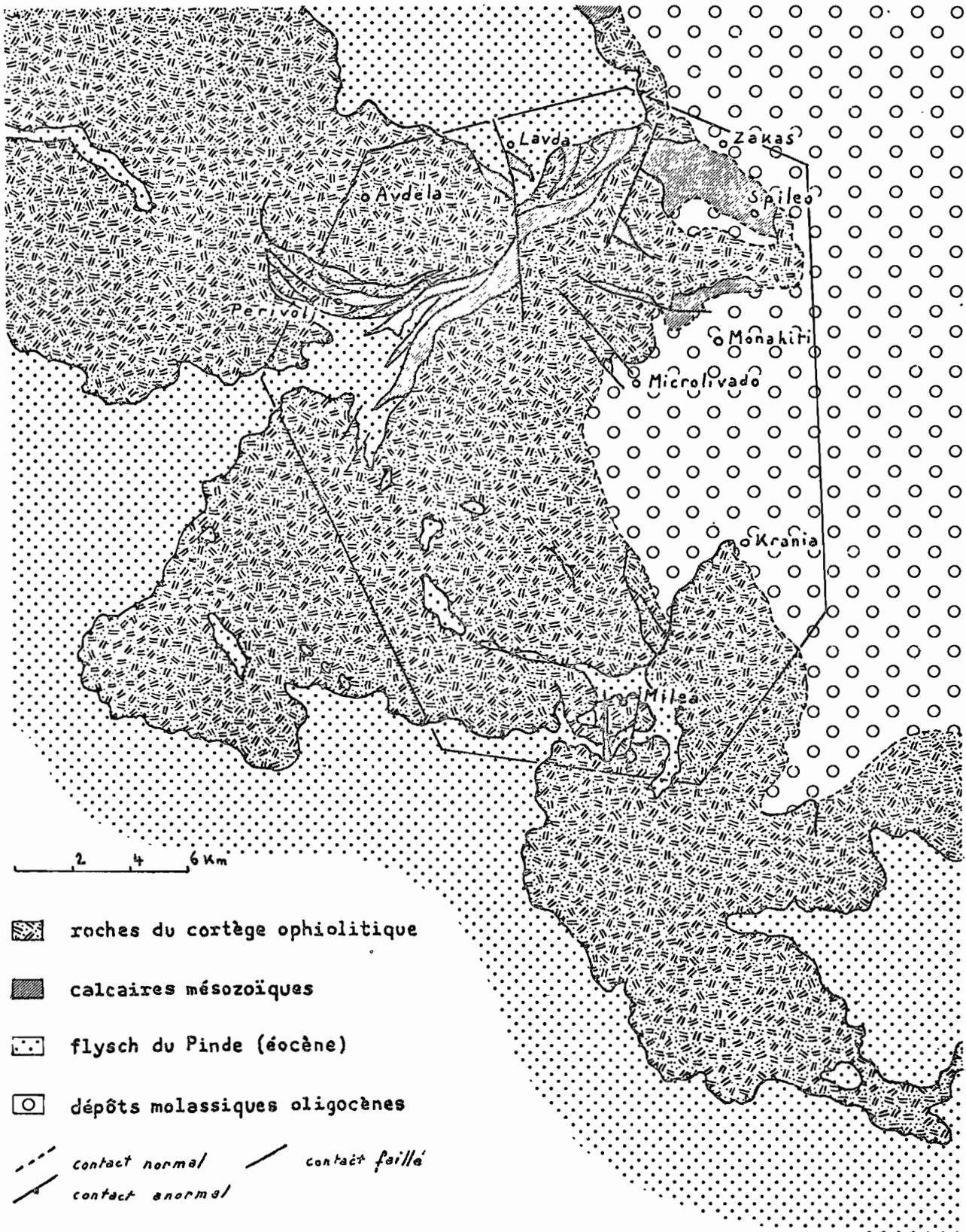


Fig.12 Limites du secteur étudié reportées sur la carte au 1/200 000 de J.H. BRUNN - 1956 - (contours simplifiés hors du cadre défini par ces limites, et légèrement modifiés à l'intérieur de celui-ci).

contact au front de la nappe est horizontal. Au contraire, sur la bordure orientale de la chaîne les roches gabbroïques et doléritiques forment des bancs plongeant fortement vers l'est sous les dépôts molassiques (cf. fig. 13). Des fenêtres et demi-fenêtres s'ouvrent dans cette nappe par exemple à Périvoli Miléa et Valiacalda.

Description des affleurements

L'excursion dans le Pinde septentrional sera centrée sur la vallée de l'Aspropotamos (cf. fig. 14) dont la coupe débute au niveau des péridotites supérieures à proximité de la chapelle d'Agios Nikolaos, et va jusqu'aux formations laviques situées plus à l'est près du village de Microlivado.

Une autre coupe le long du Miléotikos, ravin reliant le village de Kranía à celui de Miléa nous conduira à travers les péridotites serpentinisées, jusqu'au flysch éocène qui affleure dans la fenêtre s'ouvrant dans la région où se situe cette localité.

Relation des péridotites avec le substratum

La base de la nappe sera observée au nord-est de Miléa, lors de l'excursion au Miléotikos et si possible au sud-ouest de ce village, si la route Périvoli Miléa est praticable cette dernière possibilité nous permettrait d'observer la fenêtre de Valiacalda (lieu-dit). Il sera malheureusement impossible de voir les amphibolites qui jalonnent par endroit le contact péridotite flysch éocène, notamment entre Miléa et Valiacalda. Toutefois des amphibolites plus ou moins quartziques mais non en place sont visibles dans la vallée de l'Aspropotamos.

Les péridotites

Dans l'ensemble, les péridotites sont pratiquement toutes transformées en serpentinites, et les distinctions qui y ont été faites dans le Vourinos ne sont pas aussi évidentes. Les dunites harzburgites et lherzolites que l'on retrouve çà et là, notamment dans la vallée du Kirakali, se présentent à l'état de reliques.

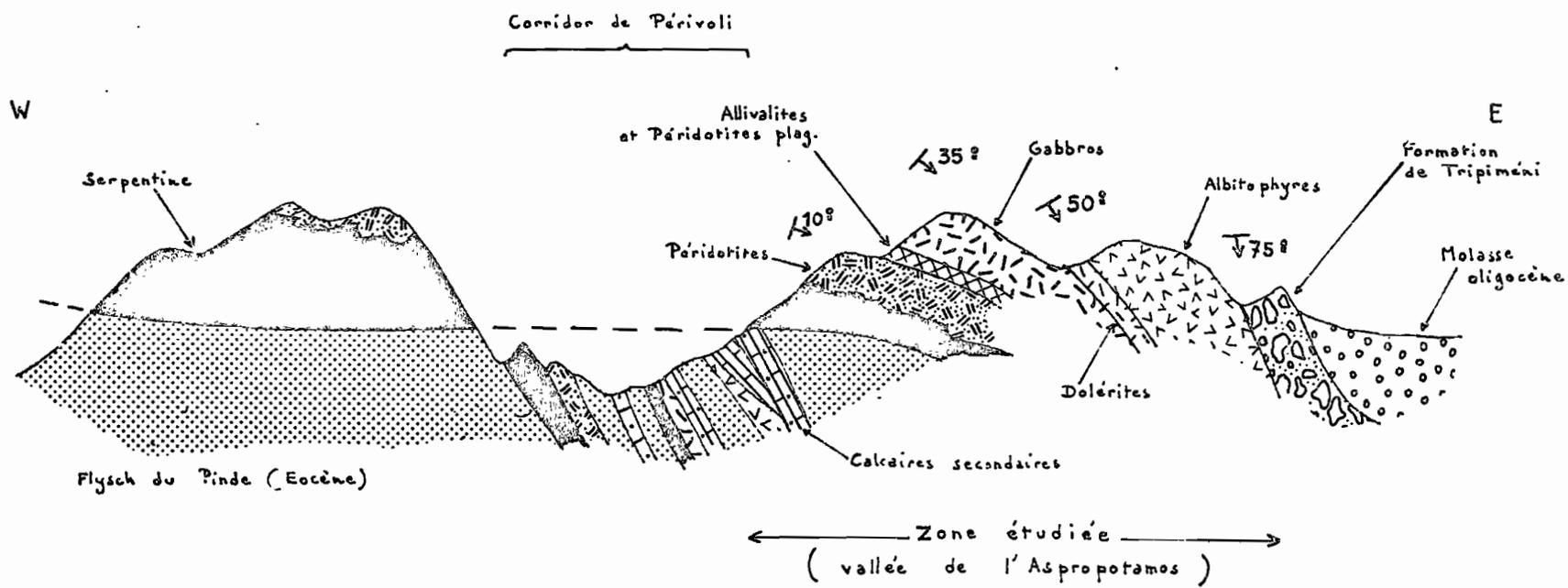
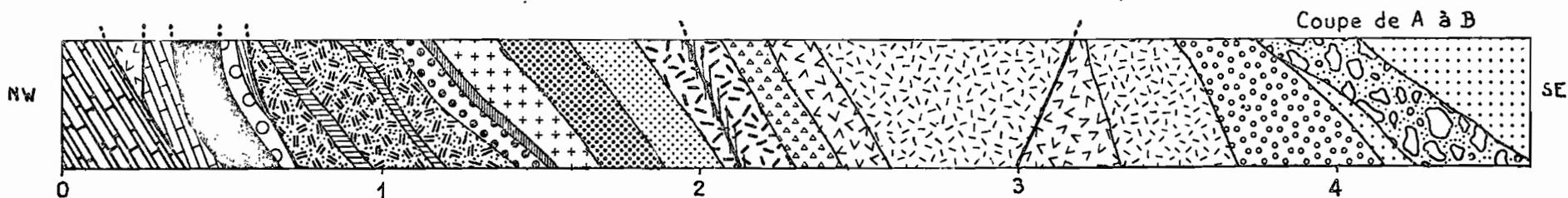
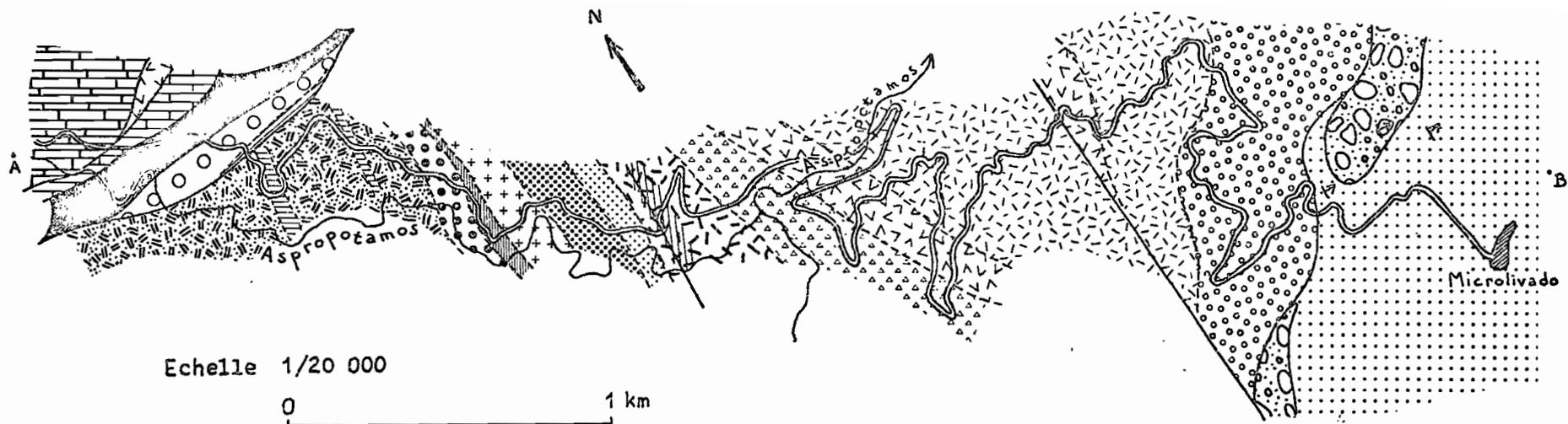


Fig. 13 Coupe schématique parallèle à l'Aspropotamos.



LEGENDE

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

Dans la vallée de l'Aspropotamos, on rencontre, peu avant la zone de passage des péridotites aux gabbros, quelques lherzolites fraîches, traversées par des lits et des filons de pyroxénolites (enstatite et webstérite).

La zone de passage des péridotites aux gabbros

Dans les vallées du Miléotikos et de l'Aspropotamos, les premières manifestations feldspathiques se font dans des niveaux dunitiques fortement serpentinisées; en lame mince, on observe quelques petits grains de feldspaths, souvent altérés; leur altération qui dépend du plus ou moins grand état de serpentinisation des olivines, conduit à un mélange de prehnite et de grossulaire (cf. planche photographique). Les feldspaths, d'abord très disséminés, deviennent plus abondants lorsque l'on monte dans la série et s'organisent en lits millimétriques à centrimétriques, donnant à la roche un aspect lité, surtout développé dans la vallée de l'Aspropotamos (cf. planche photographique). Le pyroxène étant totalement absent, ou formant de petits nodules épars à structure poecilitique, on peut considérer que l'on est à ce niveau, en présence d'une alternance très fine d'allivalites et de dunites plagifères. Le trait marquant de la zone de passage des péridotites aux gabbros, outre l'absence des pyroxènes, réside dans l'automorphie des olivines, qui confère aux niveaux supérieurs de l'ensemble ultrabasique, une structure de cumulat.

Dans la vallée du Miléotikos, on remarque la présence de "brèches magmatiques" péridotito-gabbroïques (cf. planche photographique), rappelant certains aspects de la zone de transition des bords de l'Aliakmon.

Les gabbros et les dolérites

Dans la vallée de l'Aspropotamos, le domaine gabbroïque débute par des gabbros basiques leucocrates présentant à leur base un mince banc d'allivalite qui se distingue de celles de la zone de passage décrite ci-dessus, par la xénomorphie de ses olivines.

La taille du grain et la basicité du plagioclase décroissent régulièrement lorsque l'on se dirige vers l'est, c'est-à-dire vers le sommet de la

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES

1.- Zone rubanée route forestière Microlivado - Périvoli·
environs d'Agios Nikalaos.

2.- "Brèche magmatique" à éléments gabbroïques et
péridotitiques· vallée du Miléotikos.

(Clichés PARROT)

3.- Lumière polarisée x 14 échantillon n° 21
(vallée de l'Aspronotamos)

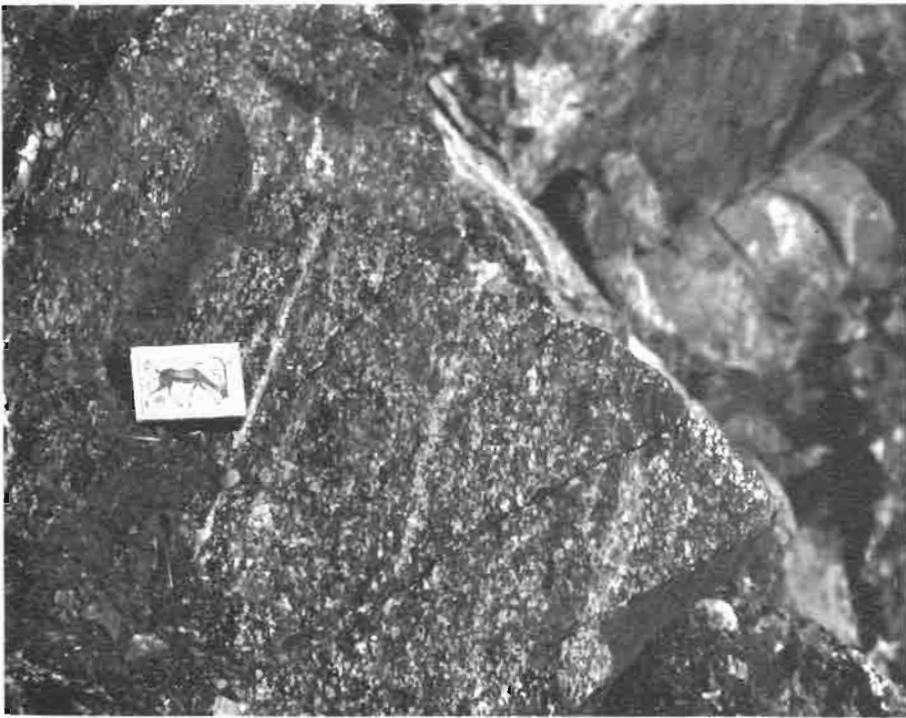
Lit allivalitique mésocrate de la zone rubanée. Les olivines serpentinisées sont souvent automorphes; on observe dans cette lame la transformation de grands cristaux subautomorphes de bytownite, en prehnite.

4.- Lumière polarisée x 14 échantillon n° 216
(vallée de l'Aspropotamos)

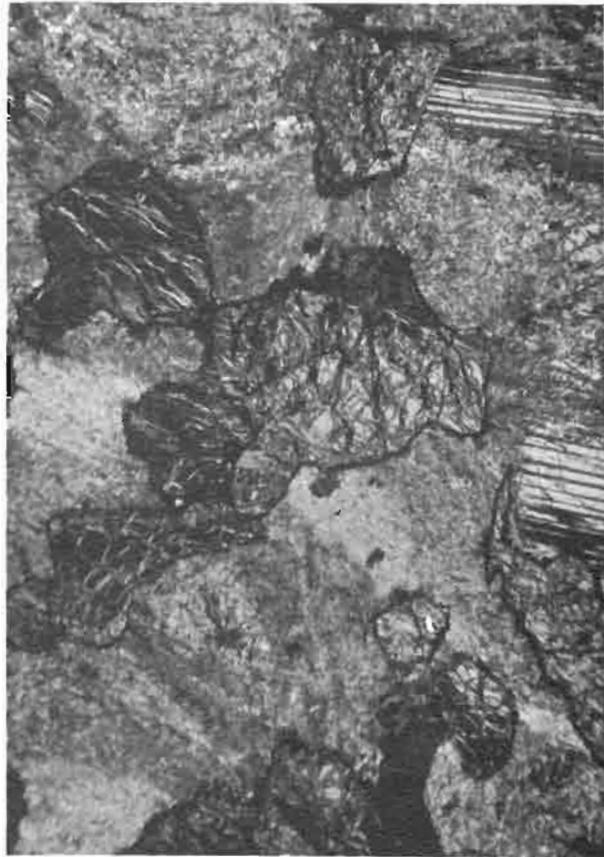
Lit dunitique plagifère de la zone rubanée.

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 (grossulaire ?); dans les échantillons où le pourcentage des olivines serpentinisées est très élevé, on n'observe plus que cette pâte prehnitique isotrope; signalons quelques petits cristaux automorphes de spinelle, dans les olivines.

(Clichés LERICHE)



1 3



2 4



de la série et à l'exception de quelques filons doléritiques qui recourent par endroit les gabbros labradoritiques moyens, on passe progressivement aux dolérites.

Les laves

Le passage des dolérites aux formations volcaniques est brusque. Toutes spilitiques les laves forment, dans le secteur de Microlivado, un ensemble important de plus de 300 mètres d'épaisseur. Massives à leur base, elles acquièrent une structure en coussins vers leur sommet (par exemple, sur la route reliant Microlivado à l'Aspropotamos). Quelques coulées subaériennes sont visibles dans ce secteur.

Les radiolarites

Elles ne sont jamais en place; on les retrouve emballées dans la molasse oligocène dans la vallée du Miléotikos, ou isolées et liées au flysch du Pinde (éocène) dans les écaillés du "Corridor de Périvoli" (vallée de l'Aspropotamos).

Analyses chimiques des roches rencontrées

Voir les tableaux joints en annexe (PARROT - 1967).

CONCLUSION

On peut évoquer au moins quatre hypothèses pour essayer d'expliquer la genèse des roches observées au cours de cette partie de l'excursion; la première correspond à l'*hypothèse plutovolcanique* défendue par ROUTHIER (1953), DUBERTRET (1955), BRUNN (1956) et AUBOUIN (1959-1964); les trois autres se rattachent ou sont des variantes de l'*hypothèse subcrustale*.

(1) épanchement sur un fond marin d'une seule masse magmatique et différenciation stratiforme ultérieure de cette masse au sein d'une "chambre magmatique" reconstituée in situ par solidification d'une croûte spilitique (cf. fig. 15). Cette hypothèse qui a le mérite de bloquer en un même schéma

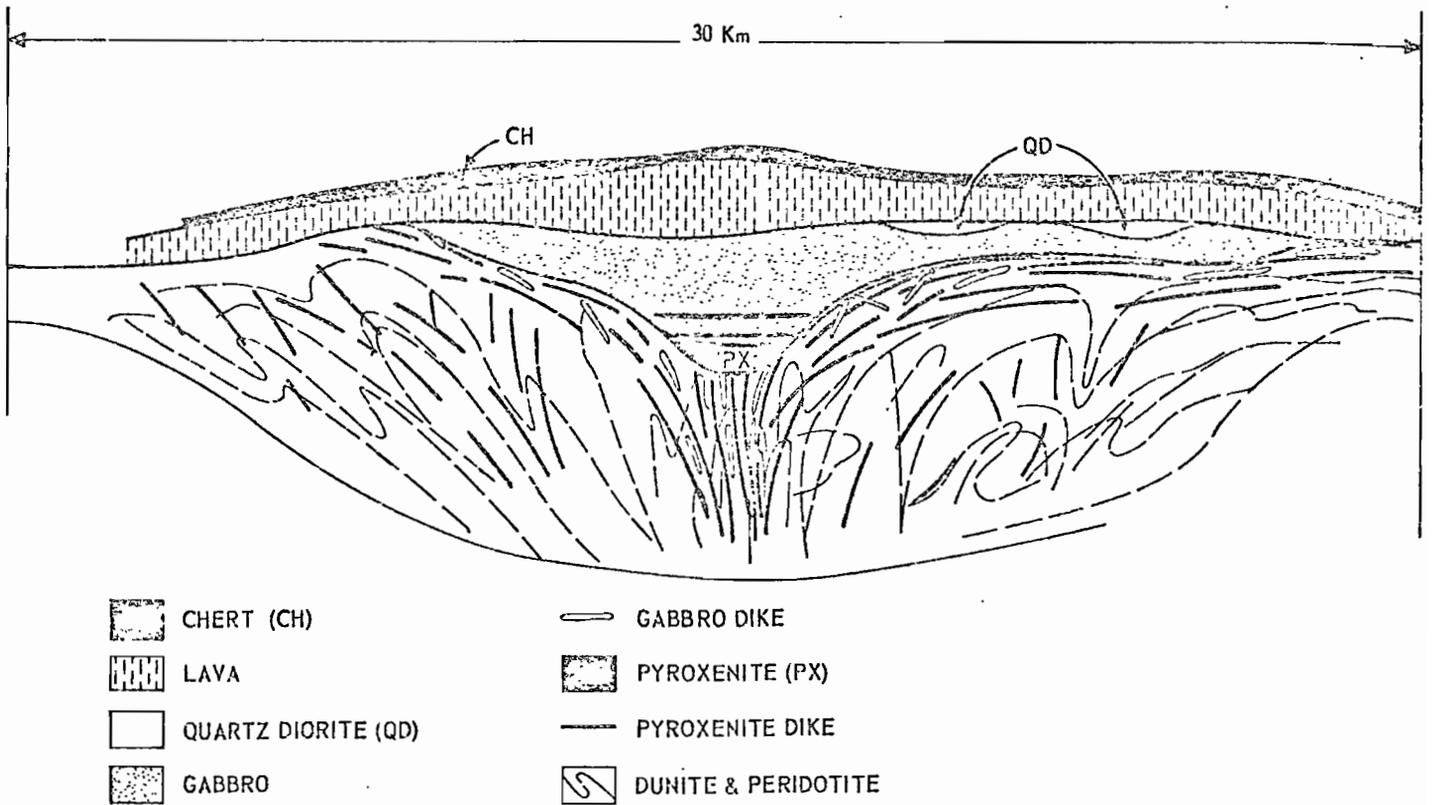
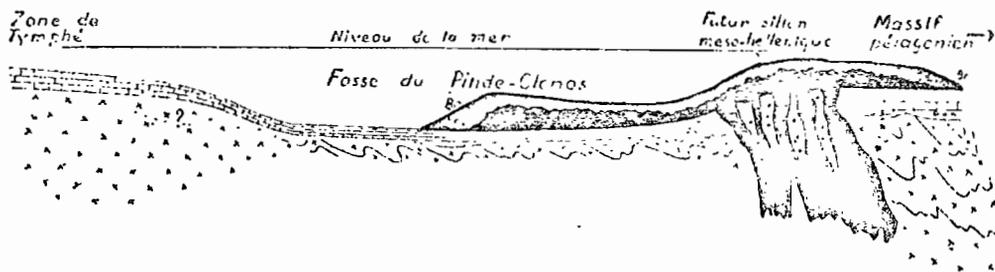


Fig. 15 Hypothétique reconstruction du complexe ophiolitique du Vourinos

(in MOORES - 1969)



En noir : magma basique, les mouchetures blanches représentant la croûte microlitique et doléritique précocement consolidée. Br : brèches diverses accompagnant fréquemment les masses ophiolitiques.

La montée magmatique se produit à la limite entre un sillon géosynclinal et une zone interne à socle ératonisé (massif pélagien).

Fig. 16 Profil schématique d'un épanchement ophiolitique

(in BRUIN - 1960)

des phénomènes multiples, coïncide cependant mal; avec l'allure des lits de chromite et de péridotites qui, dans le Vourinos, sont fortement déformés; avec l'absence de chilled-margin avec le caractère alpin de la composition de l'olivine et de l'orthopyroxène (cf. tableau en annexe).

(2) mise en place tectonique d'une portion de croûte océanique et de manteau. Cette hypothèse est soutenue par De ROEVER (1956), HESS (1965), GASS et MASSON SMITH (1963) IRWIN (1964); elle repose sur la faible épaisseur de la zone mafique et l'absence de métamorphisme de contact à la base du complexe; elle n'est toutefois pas en accord avec les évidences de terrain et les relations régionales qui montrent que ces roches basiques passent progressivement vers le bas aux roches ultrabasiques dont elles représentent d'ailleurs le liquide interstitiel, et n'explique pas que les roches volcaniques soient presque toujours associées aux complexes ophiolitiques.

(3) mise en place d'un 'magma mafique alpin' (selon le processus proposé par THAYER - 1960). Si cette hypothèse rend compte des traits que présentent dans leur ensemble les roches ultrabasiques et basiques, elle n'éclaire pas la nature du lien constant des roches volcaniques avec les autres types pétrographiques du cortège.

(4) fusion partielle du manteau et mise en place sur le plancher océanique, d'un magma semi-solide différencié mais susceptible de subir des déformations partielles. La composition du magma originel devrait avoir une composition voisine de celle du manteau supérieur, soit une composition de 'lherzolite' selon le sens que lui prête HESS (1964), c'est-à-dire comparable au pyrolite pyroxénique de GREEN et RINGWOOD (1963), MOORES (1969). qui se rallie en partie à cette hypothèse (cf. fig. 16), a cherché à montrer par le calcul, que la composition du magma originel commun du Vourinos s'apparente effectivement aux compositions moyennes calculées du manteau supérieur; il trouve ainsi que les péridotites, dunites, pyroxénolites, gabbros, diorites, laves et roches quartziques représentent respectivement 38% - 30% - 6,7% - 9,2% - 6,1% - 8,7% et 1,3% du massif si l'on considère les épaisseurs et 48,4% - 30,7% - 6,0% - 5,4% - 3,6% - 5,1% - et 0,8% du massif si l'on considère la superficie; ceci donne la composition globale suivante :

	Composition globale selon épaisseur	Composition globale selon superficie	Moyenne de Mayaguez (1)	Bombe à Olivine de Ludlow (2)	Moyenne de Lizard (3)	Péridotite de Tinaquillo (4)
SiO ₂	46.27	44.89	43.56	44.27	44.77	44.93
TiO ₂	.185	.117	.04	.14	.19	.08
Al ₂ O ₃	4.727	2.99	2.36	2.97	4.16	3.21
FeO	5.223	5.10	7.77	7.59	8.21	7.58
MnO	.121	.116	.10	.13	.11	.14
MgO	35.50	39.91	41.53	40.73	39.22	40.03
CaO	3.461	2.529	2.51	2.55	2.42	2.99
Na ₂ O	.579	.434	.32	.20	.22	.18
K ₂ O	.148	.146	.005	.01	.05	.02
Cr ₂ O ₃	.242	.319	.40	.41	.40	.45
NiO	.228	.261	.34	.31	.24	.26
P ₂ O ₅	.037	.022	.07	.02	.01	..

(1) HESS and OTALORA (1964)

(2) HESS (1966 - communication orale)

(3) GREEN (1964)

(4) Mac KENZIE (1960)

Je me rattache aussi partiellement à la dernière hypothèse puisque j'admets l'existence de différenciations antérieures à la mise en place, mais j'admets également que des différenciations rappelant celles décrites dans le cadre de l'hypothèse plutovolcanique puissent se faire après la mise en place, notamment au niveau du terme moyen de la trilogie constitutive de l'ensemble ophiolitique, à savoir au niveau de la zone dolérite gabbroïque. Signalons enfin que la composition du magma originel commun que j'ai calculée diffère de celle que MOORES a obtenu. Il est vrai que le calcul a été fait, en considérant, comme l'admet MOORES par ailleurs, mais sans en tenir compte dans son raisonnement, que le Pinde et le Vourinos forment un tout. Or, les proportions des différentes roches sont loin d'être comparables dans les deux ensembles, et l'abondance

de roches basiques et volcaniques dans le Pinde, pour des raisons que j'ai développées ailleurs (PARROT - 1967), diminue considérablement le pourcentage des péridotites. On peut donc estimer à mon avis, que l'ensemble Pinde-Vourinos est grossièrement formé par :

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

soit, pour l'analyse moyenne de cette masse :

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

(III) IV. 5. 4. '5 [1 (2). 1' . 1. 1 (2)]

Le magma originel commun de type basaltique picritique s'apparenterait à un 'magma primaire' tel que l'ont défini GREEN et RINGWOOD (1967), à savoir un magma riche en olivine directement issu du manteau par fusion partielle.

Aussi ne peut-on rattacher à mon avis, le magma originel commun des roches du Vourinos à un magma de composition pyrolitique, sans le dissocier de celui du Pinde. Si tel est le cas les deux ensembles de la Grèce Septentrionale qui ont fait l'objet de cette excursion n'auraient en fait qu'un aïeul lointain.

OUVRAGES CONSULTÉS

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. sér. 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

BRUNN (J.H.) - 1961 - Les sutures ophiolitiques - Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques.

Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn. vol. IV, fasc. 3, pp. 181-202.

MOORES (E.M.) - 1969 - Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. Geological Society of America special paper 118, 74 p.

PARROT (J.F.) - 1967 - Le Cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce), thèse de 3ème cycle. ORSTOM, Paris, 114 p., multigr.

PARROT (J.F.) - 1969 - Etude d'une coupe de référence dans le Cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : La Vallée de l'Aspropotamos. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. I, n° 2, pp. 35-59.

AUTRES OUVRAGES CITES DANS LE TEXTE

Confère les diverses bibliographies des ouvrages consultés.

ANNEXES

TABLE 3. DISTRIBUTION COEFFICIENTS FOR CO-EXISTING OLIVINES AND ORTHOPYROXENES ASSUMING IDEALITY OF SOLUTION

Rock no.	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{ol}}$	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}\right)_{\text{opx}}$	$K_{(T)}$
61A	0.1025	0.099	10.47
74B	.126	.087	16.7
215B	.106	.099	10.9
229B	.099	.087	13.1
223A	.105	.081	16.1
332A	.115	.093	13.4
366A	.107	.099	11.95
505B	.100	.093	11.6
526B	.109	.093	12.7
645A	.097	.099	9.86
683A	.105	.081	16.05
686A	.126	.087	16.7
698A	.109	.111	9.16

TABLE 4. CHEMICAL ANALYSES OF VOURINOS ROCKS
(See APPENDIX FOR ROCK DESCRIPTIONS AND LOCATIONS)

Analysis no.:	DU(I)	DU(II)	HZ(III)	HZ(IV)	HZ(V)	LH(VI)	PX(VII)	N(VIII)	
Rock no.:	(†) 645B	(†) 685A	(†) 645A	(†) 698A	(†) 683A	(†) 88A	(†) 266A	(†) 595A	X-ray (2)
SiO ₂	37.70	34.87	43.49	43.47	37.67	42.95	52.08	53.10	55.90
TiO ₂	tr	0.03	0.01	0.03	tr	0.01	0.11	0.45	..
Al ₂ O ₃	0.28	0.37	0.59	0.61	1.51	1.09	0.58	18.34	16.72
Fe ₂ O ₃	2.64	3.85	1.11	1.23	4.69	6.52	2.07	2.44	..
FeO	4.63	2.54	6.97	6.63	2.50	4.17	4.98	7.96	..
MnO	0.10	0.09	0.12	0.12	0.09	0.17	0.17	0.17	..
MgO	48.09	44.48	46.09	45.02	39.85	31.50	21.42	5.79	..
CaO	0.04	0.04	0.49	0.60	0.68	5.15	14.62	9.74	..
Na ₂ O	0.17	0.13	0.14	0.56	0.09	0.05	0.10	0.63	..
K ₂ O	0.15	0.23	0.10	0.14	0.09	0.10	0.12	0.03	..
Cr ₂ O ₃	0.27	0.51	0.40	0.40	0.23	0.48	0.27
NiO	0.35	0.34	0.28	0.29	0.27	0.12	0.031
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	..
CO ₂	1.23	0.81	0.10	0.28	1.38	0.72	0.42
H ₂ O ⁺	2.45	8.63	0.38	0.75	7.53	4.52	0.99	1.20	..
H ₂ O ⁻	2.49	2.57	0.21	0.48	4.01	2.39	1.99	0.16	..
Total:	100.60	99.51	100.48	100.63	100.61	99.96	99.97	100.04	..

CIPW NORMS:

Qtz	0.36	..	14.06
Kfs	0.49	1.36	0.53	0.74	..	0.60	0.72
Ab	..	0.66	1.12	2.25	0.91	..	5.87
An	0.61	..	3.45	2.73	0.79	..	49.05
Di	..	0.71	0.80	0.87	..	14.95	55.85	..	0.90
Hyp	..	0.41	14.59	11.38	24.68	42.92	38.31	..	26.82
Oliv	94.30	91.36	80.95	81.90	65.84	30.56
Cor31
Il	0.47	0.15	..	0.65
Mt + Cr	2.30	3.87	1.03	..	1.25	6.95	2.19	..	2.65
Hem	2.51
Rest:	1.27	1.02	..	2.1	1.78	0.92	0.53

MODES
(OTALORA AND HESS, IN PRESS)
X-RAY DIFFRACTION

Ol	66	32	76.5	77.5	30	4.5
Hyp	18.5	19.5	9.5	..	31
Diop	14.5	45
Serp	31	65	57.5	72
Hb	6	21
Chr Spin	3	3	3	3	3	3	3

PETROGRAPHIC

Ol	88.2	83.1	..	54.0*
Hyp	11.3	13	..	13.1
Diop	33.2
Serp	2.74
Hb
Spin815

DI(IX) 627A (‡)	X-ray		QD(X) 86C (‡)	X-ray		LA(XI) 569A (‡)	X-ray		LA(XII) 631A (‡)	X-ray		DC(XIII) 618D (‡)	X-ray	
	(1)	(2)		(1)	(2)		(1)	(2)		(1)	(2)		(1)	(2)
52.10	54.5	55.0	69.94	75.8	73.7	51.92	56.97	52.5	54.56	54.2	64.34	69.69	67.1	
0.3025	0.78	0.92	..	0.56	
17.95	16.65	16.2	16.91	11.0	12.9	18.93	13.9	15.6	16.24	14.7	18.28	12.92	14.4	
2.47	1.26	6.36	5.18	..	2.71	
7.61	2.64	3.13	5.08	..	2.97	
0.17	0.09	0.10	0.14	..	0.08	
6.38	0.94	3.20	6.72	..	1.07	
9.74	2.46	9.74	4.16	..	4.22	
1.41	3.14	2.34	2.60	..	4.43	
0.21	0.10	..	0.95	0.04	0.23	..	0.04	
..	
0.025	0.069	0.025	0.069	..	0.087	
..	
1.52	1.00	3.01	3.94	..	1.10	
0.1220	0.28	0.30	..	0.14	
100.005	99.85	99.855	100.09	..	100.02	
		11.24			43.9			21.99			15.25			32.07
		1.26			5.85			0.00			1.43			0
		12.94			29.41			22.43			24.64			40.86
		39.34			12.73			29.2			21.78			16.02
		4.39			5.69			17.91			0.00			4.39
		2.95			..			0.48			22.64			2.95
		..			.66			..			1.18			0.80
		0.80			.36			1.16			0.80			2.91
		2.91			1.37			6.28			2.91			..
				0.55		

X-ray = X-ray rapid analysis figures. (1) determined at Princeton
(2) determined at U. C. Davis

* = Serpentine pseudomorphs counted as original mineral

† = Analysis by Japan Analytical Chemistry Research Institute, Hiroshi Asari, Analyst

‡ = Analysis by Technical Service Laboratories, Toronto, Ontario

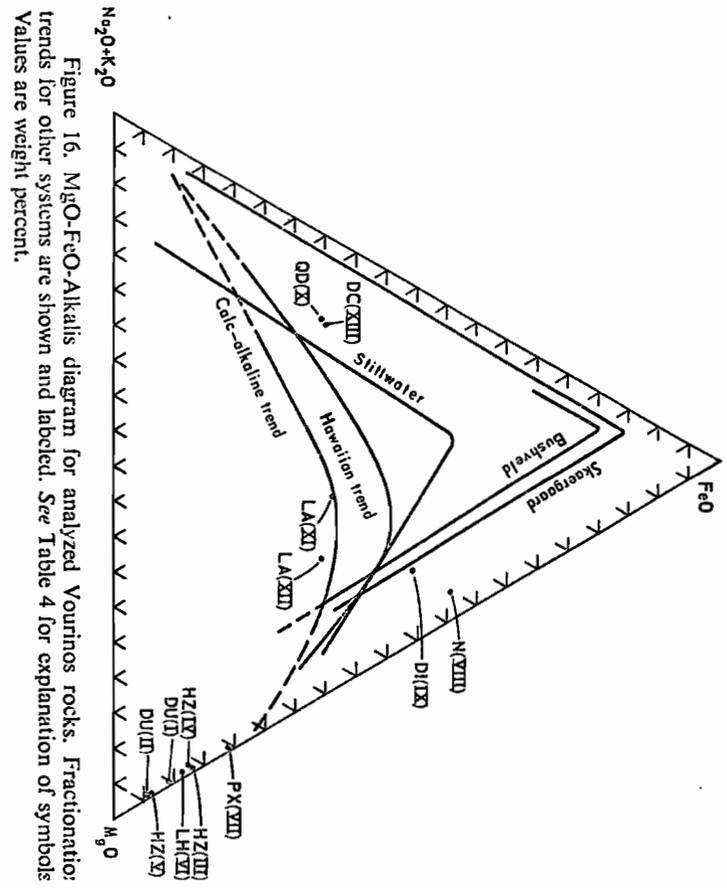


Figure 16. MgO-FeO-Alkalis diagram for analyzed Vourinos rocks. Fractionation trends for other systems are shown and labeled. See Table 4 for explanation of symbols. Values are weight percent.

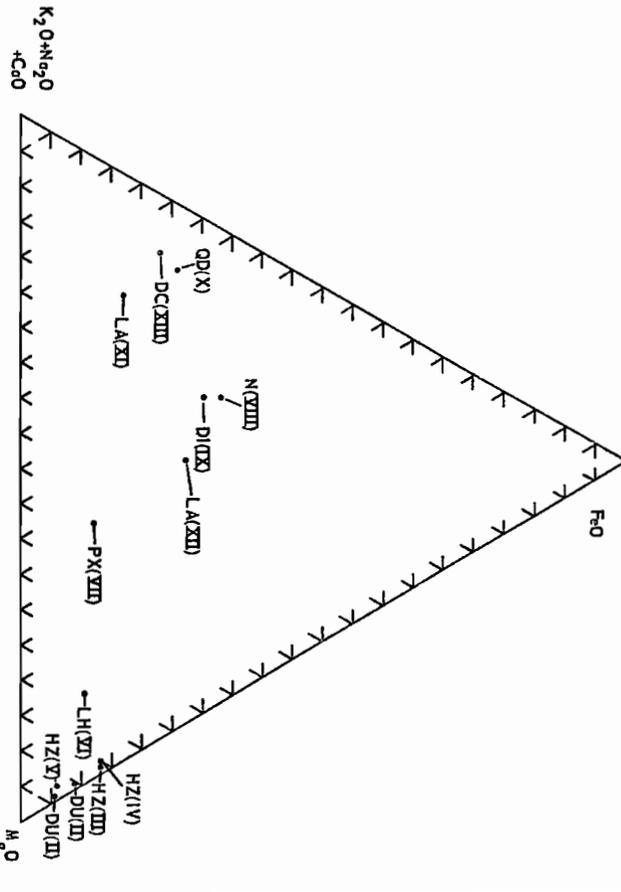


Figure 17. MgO-FeO-Alkalis + CaO diagram for analyzed Vourinos rocks. See Table 4 for explanation of symbols. Values are weight percent.

N° de l'échantillon		4	15	18	21	23	26	28	30	32	40	44	48	50	55	58	68	71	
Type pétrographique		Péridotites				Péridotites plagioclasiqes				Allival	Gabbros				Dolérites		Albitophyres		
Pourcentage d'oxydes	SiO ₂	41,80	39,55	39,10	38,95	39,30	40,45	41,25	48,15	43,45	48,55	46,80	46,00	53,25	51,40	56,90	57,60	59,70	
	Al ₂ O ₃	2,45	2,55	4,70	5,00	5,60	10,50	15,80	21,70	22,70	17,45	13,80	16,70	14,20	15,15	13,40	12,90	13,05	
	Fe ₂ O ₃	3,35	6,20	5,15	6,15	6,35	2,80	3,75	1,95	1,60	4,20	6,90	3,45	4,80	3,75	4,20	4,05	5,45	
	FeO	2,45	4,85	5,55	4,65	5,80	4,60	2,30	3,00	2,85	5,10	6,15	6,25	6,50	4,95	5,25	5,95	3,95	
	HgO	36,40	35,30	32,35	33,00	26,20	28,35	23,55	7,40	11,20	7,50	9,40	8,15	7,00	8,25	5,65	3,55	4,05	
	CaO	5,25	2,00	2,50	2,50	6,55	4,75	8,90	15,00	11,70	12,40	11,30	9,70	7,20	9,50	3,10	2,80	3,55	
	Na ₂ O	0,05	0,30	0,15	0,15	0,40	0,20	0,25	1,70	1,35	2,90	2,40	3,45	3,75	3,80	5,10	4,80	5,30	
	K ₂ O	tr.	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,15	0,15	0,25	0,30	0,45	0,20	0,55	0,85	
	TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,25	0,25	0,20	0,10	0,10	0,40	0,25	0,25	0,10	0,80	0,80	0,60	0,50	
	CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,90	1,50	2,05
	H ₂ O	8,55	9,65	10,50	10,00	8,65	8,20	3,80	0,70	5,05	1,85	3,40	4,50	3,30	2,05	3,95	5,85	1,95	
	total	100,40	100,55	100,15	100,55	99,15	100,15	99,85	99,80	100,10	100,50	100,55	98,70	100,40	100,10	100,45	100,15	100,40	
Pourcentage des minéraux virtuels	Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,25	-	13,95	17,30	16,65	
	Or	-	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,50	0,60	0,55	1,10	1,10	1,65	1,65	2,80	1,10	3,35	5,00	
	Ab	0,50	2,60	1,05	1,05	3,15	1,55	2,10	14,15	11,55	24,60	20,45	25,15	31,45	31,95	42,95	40,35	45,05	
	An	6,40	5,30	11,95	12,50	13,35	23,65	42,80	51,45	55,60	33,90	26,15	29,20	21,15	22,60	3,35	4,45	4,45	
	Cor	-	-	-	0,10	-	1,45	-	-	-	-	-	-	-	-	3,55	2,75	1,75	
	Neph	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,25	-	-	-	-	
	Σc	6,90	8,45	13,55	14,20	17,05	27,20	45,40	66,20	67,70	59,60	47,70	58,25	58,50	57,55	64,90	68,20	72,90	
	% An	93 %	67 %	92 %	92 %	81 %	94 %	95 %	78 %	82 %	42 %	56 %	54 %	40 %	42 %	7 %	10 %	8 %	
	Pyx	30,95	24,90	24,55	23,35	28,75	21,10	9,95	25,10	5,65	23,85	33,65	15,20	31,40	28,60	21,65	15,65	12,10	
	Ma	4,85	9,05	7,40	8,80	9,30	3,95	5,30	2,80	2,30	6,05	9,95	4,85	6,95	5,35	3,70	5,80	7,90	
	Ilm	0,15	0,15	0,15	0,15	0,45	0,45	0,30	0,15	0,15	0,75	0,45	0,45	0,15	1,50	1,55	1,05	0,90	
	Per	49,00	48,40	43,95	44,00	35,05	39,25	35,30	4,85	19,30	8,30	5,35	15,35	-	5,35	-	-	-	
	Cal	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,40	3,40	4,70
Σb	84,95	82,50	76,05	76,30	73,55	64,75	50,85	32,90	27,40	38,95	49,40	35,85	38,50	40,80	31,30	25,90	25,60		
Paramètres C.I.P.W.	p	'V	(IV)V	IV(V)	IV'	IV	IV	III	II'	II	(II)III	III	(II)III	(II)III	'III	II'	II	II	
	q	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4	4	
	r	5	4	'5	5	4(5)	5	5	4(5)	(4)5	4	4	(3)4	3	3	(1)2	'2	(1)2	
	a	5	4'	'4	'4	4(5)	4	4	5	5	5	5	5	5	'5	5	'5	'5	
	h	1	1(2)	1(2)	1(2)	1(2)	1'	1(2)	1'	1'	'2	2	(1)2	'2	'2	2	2	'3	
	k	3(4)	'4	(3)4	(3)4	3	(3)4	4	'2	4	2	(1)2	3	1	'2	1	1	1	
	l	1'	1	1	1	1'	1	1	2	1	2	2	2	'2	2	1	1	1	
	m	1	1'	1'	1'	1(2)	1'	1	'2	1(2)	2	2	2	2	2	2'	3	2(3)	
	Paramètres de Niggli	a1	2,15	2,30	4,40	4,60	5,55	10,30	15,75	28,05	28,10	22,75	17,20	22,50	21,20	21,00	24,45	26,35	25,10
		fm	89,25	93,85	91,00	90,85	81,95	80,80	67,65	33,00	42,70	41,25	51,80	45,65	49,55	45,55	49,65	46,05	43,95
e		8,50	3,30	4,30	4,25	11,80	8,50	16,10	35,25	26,30	29,45	25,75	23,75	19,65	24,10	10,25	10,40	12,35	
aba		0,10	0,55	0,30	0,30	0,70	0,40	0,50	3,70	2,90	6,55	5,25	8,10	9,60	9,35	15,65	17,20	18,60	
si		63	60	62,50	61	66	67,50	69,50	105,50	91	107,50	99,50	105	135,50	121,50	177	199	195	

ANALYSES EFFECTUEES AU LABORATOIRE DE LA CHIMIE DES SOLS - O.R.S.T.O.M. sous la direction de P. PELLOUX