

THE DIVERCITY OF THE JURASSIC VOLCANISM IN THE INNER PARTS OF THE HELLENIDES: THE NORTHERN ARGOLIS OPHIOLITIC UNITS (PELOPONNESUS, GREECE)

A. PHOTIADES

R É S U M É

Les volcanites ophiolitiques de l'Argolide septentrionale sont d'une part les olistolites d'andésites et de basaltes picritiques à faciès schistes verts, qui composent en partie le "mélange" ophiolitique sédimentaire de l'unité inférieure, et d'autre part les dolérites massives et pillow basaltiques à faciès zéolitique, qui forment l'unité moyenne "volcanique".

La présence des andésites et basaltes picritiques (comparables aux roches boninitiques), riches en MgO, Cr, Ni, spinelles chromiées et clinopyroxènes (Ca-Mg), au sein d'une série tholéiitique d'arc, isotitanée (pyroxénites, gabbros-pauvres en Fe et tonalites) témoigne des premières phases de processus de subduction. Par ailleurs les dolérites et les pillows basaltiques de l'unité moyenne montrent des affinités tholéiitiques abyssales de type anisotitané.

Cette coexistence d'associations volcaniques iso- et anisotitanées pourra être envisagée dans un système de bassins inter-arc.

Σ Ψ Η Ο Ψ Η

Οι οφιολιθικοί ηφαιστίτες της Βόρειας Αργολίδας αποτελούνται αφ'ενός από ολιγόλιθους ανδεσιτών και πικριτικών βασάλτων, πράσινοσχηματογενούς φύσης, που συνθέτουν εν μέρει το εζηματογενές οφιολιθικό "mélange" της κατώτερης ενότητας και αφ'ετέρου από συμπαγείς δολερίτες και μαξιλαροειδείς βασάλτες, ζεολιτωκής φύσης, που σχηματίζουν την μέση ενότητα.

Η παρουσία ανδεσιτών και πικριτικών βασάλτων (συγκρίσιμοι των κλινολιθικών ολιγομάτων) πλούσιων σε MgO, Cr, Ni, χρωμιούχων σπινελλών και Ca-Mg-κλινοπυροξένων, εντός μιας θολεΐτιλης ισοτιτανούχου οσειράς ηφαιστεικού τόξου (από κυροξενίτες, φτωχούς σε Fe-γάββρους και τοναλίτες) μαρτυρεί τις πρώιμες φάσεις διαμορφωτικών καταβύθισης.

Εξ'άλλου οι δολερίτες και οι μαξιλαροειδείς βασάλτες της ενδιάμεσης ενότητας δεκνύουν χημική συγγένεια με τους αβυσσικούς θολεΐτες ανισοτιτανούχου τύπου.

Αυτή η συνύπαρξη iso- και ανισοτιτανούχων ηφαιστειακών ακολουθιών θα μπορούσε να θεωρηθεί μέσα σ'ένα σύστημα ενδοηφαιστειακής λεκάνης.

A. A. ΦΩΤΙΑΔΗΣ . Διαφοροποίηση της ιουραϊκής ηφαιστειογένεως των εσωτερικών Ελληνίδων:

Οι οφιολιθικές ενότητες της Βόρειας Αργολίδας
 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
 (Πελοπόννησος, Ελλάδα)

I. - INTRODUCTION

Les études menées, ces dernières années, sur les ophiolites de la Grèce continentale (Othrys, Pinde, Vourinos, Almopias, Guévguéli et Chalcidique) ont montré de diverses pétrologiques et géochimiques qui existent en particulier, entre les laves ophiolitiques (cf. Bébien et al., 1980; Capedri et al., 1981; Bébien, 1982; Terry, 1979; Bechon, 1981; Economou 1982; Gauthier et al., 1983; Dupuy et al., 1984 et Beccaluva et al., 1984) et montrant parfois d'un même cortège des ensembles anisotitanés et isolitanés (Bébien et al., 1980; Capedri et al., 1980 et 1981 et Bébien, 1982).

Nous nous proposons dans cette note de décrire les caractères pétrographiques et géochimiques des roches volcaniques et subvolcaniques qui sont impliquées dans des unités ophiolitiques de l'Argolide septentrionale aux environs de Dhimaina, Néa Epidavros et Paléa Epidavros, afin de rechercher leur contexte géodynamique.

II. - SITUATION GÉOLOGIQUE ET SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE

Les "ophiolites" de l'Argolide septentrionale s'étendent sur la plate-forme calcaire pélagonienne du Lias moyen (Vrielynck, 1978 et 1981-81; Baumgartner, 1981). On peut y distinguer trois unités ophiolitiques (Photiades, 1986 b et 1987) (fig.1):

1.- une unité inférieure à "mélange" ophiolitique sédimentaire qui se consiste de bas en haut (a) de cherts et mudstones siliceux rouges à radiolaires, (b) de sédiments détritiques à grain fin d'origine distale, essentiellement formés de clastes d'origine ophiolitique, enfin (c) de matériaux plus grossiers (olistostrome) correspondant essentiellement à des blocs de roches pyroxénolitiques, gabbroïques, tonalitiques, andésitiques et basaltes picritiques affectés par un métamorphisme statique de faciès schistes verts. Le dépôt de ce "mélange" sédimentaire s'est effectué avant le Kimméridgien - Tithonique d'après l'âge des radiolaires (Baumgartner et al., 1980; Baumgartner, 1981).

2.- une unité moyenne, essentiellement formée de dolérites massives, pillow laves et de cherts, a été charriée vers la direction WSW (sous un plongement de 30° dans l'ENE sur l'unité précédente lors d'une phase tectonique Jurassique supérieur-Crétacé basal (cf. Aubouin et al., 1979). Cette unité est affectée par un faible métamorphisme de faciès zéolitique et contient des minéralisations sulfurées et manganésifères comparables à celles de domaines des rides océaniques (Photiades, 1986 a et b; Durand-Mackenheim et al., 1987).

Sa mise en place tectonique est suivie par le dépôt discordant de calcaires d'Yprésien (Vrielynck, 1980) et d'un flych post-Yprésien.

3.- une unité supérieure charriée sur les précédentes et correspondant à un "mélange" ophiolitique d'origine tectonique (essentiellement de blocs ellipsoïdaux

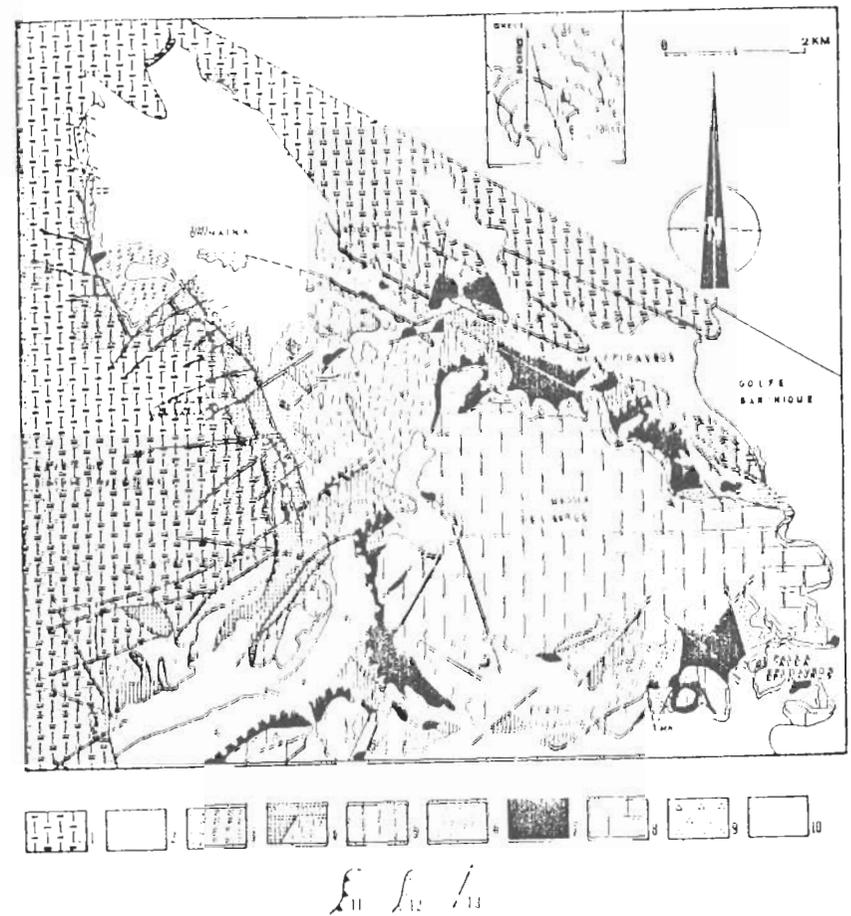


Fig.1: Carte géologique montrant la répartition des unités ophiolitiques de l'Argolide septentrionale (Photiades, 1986b).
1: calcaires néritiques; 2: "mélange" ophiolitique sédimentaire; 3: unité moyenne; 4: cherts, mudstones; 5: calcaires Yprésien; 6: flysch dolérites massives, pillow-laves et cherts à Mn; 7 et 8: unité supérieure, 7: "mélange" ophiolitique tectonique; 8: calcaires néritiques et flysch Crétacé supérieur; 9: débris de roches; 10: formations superficielles; 11 et 12: chevauchements principaux et 13: failles normales.

Σχ. 1: Γεωλογικός χάρτης δείχνοντας την εξάπλωση των οφιολιτικών ενότητων της Βόρειας Αργολίδας (Photiades 1986b).
1: ηπειρωτικοί ασβεστόλιθοι του βόρειου Αιγαίου, 2 και 3 κάτω-τιθηονικοί ασβεστόλιθοι του βόρειου Αιγαίου, 4: οφιολιτικό "μείγμα", 5: τμήματα ενότητα, 6: κερατόλιθοι, ελιόλιθοι, 7: οφιολιτικό "μείγμα", 8: ηπειρωτικοί και βυθιστικοί ασβεστόλιθοι, 9: ασβεστόλιθοι Yprésien, 10: μετά-κρητικός flysch, 11 και 12: ανώτερη ενότητα, 7: οφιολιτικό τεκτονικό "μείγμα", 8: ηπειρωτικοί και βυθιστικοί ασβεστόλιθοι, Άνω Κρητικό, 9: πλευρικά κορήματα, 10: επιφανειακό σχηματισμό, 11 και 12 κύρια επωθητικά ρήγματα και 13: κανονικά ρήγματα.

serpentinitiques et de socle qui sont tous orientés selon la direction N 150° dans une matrice serpentinitique schisteuse, bréchique et pulvérulente) supportant des calcaires de Crétacé supérieur du Massif de l'Akros (Dercourt, 1964; Decrouez, 1975). L'orientation des structures dans l'unité supérieure et dans des cherts sous-jacents est conforme à celle qui est connue en Grèce continentale près d'Edhessa (CT₃, b=N150° du Mercier et Vergely, 1972) et suggère que la mise en place de l'unité supérieure est d'âge fini-Eocène.

III.- PRINCIPAUX CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES

1. Unité inférieure. Les roches volcaniques qui se présentent dans le "mélange" ophiolitique sédimentaire sont des basaltes picritiques et des andésites à l'état de galets ou de blocs arrondis de 30 cm de diamètre environ et qui sont associés aux blocs de pyroxénolites, de gabbros et de tonalites dans une matrice ophiolitique arénitique.

Toutes ces formations sont affectées par un métamorphisme statique de type schiste vert à quartz, albite, chlorite magnésienne ± muscovite, actinote, épidote et magnétite.

1.1. Les basaltes picritiques, exceptionnels, sont extrêmement porphyriques (30 à 50% de phénocristaux regroupés en gloméro-porphyles) à clinopyroxènes (5 mm à 1 cm) de composition d'endiopside - diopside englobant des olivines à spinelles chromifères entièrement déstabilisées en goéthite et calcite, dans la mésostase qui est, plus au moins riche en vésicules calcitiques et en épidote, se présentent de microlites d'actinote, d'albite ou quelques microlattes de labrador (An 52) associées aux microcristaux de clinopyroxène trempé (salite) dans un fond riche en chlorite magnésienne et granules d'opaques. (photo.1)

Cette richesse en minéraux ferromagnésiens se marque par de fortes teneurs en FeO^t (5,9 à 9,3%), CaO (8,3 à 11%) et surtout en MgO (12,4 à 19,1), chrome (Cr, 830 à 1550 ppm) et nickel (Ni, 205 à 535 ppm).

Les basaltes picritiques représentent incontestablement des faciès d'accumulation.

1.2.- Les andésites possèdent une texture porphyrique avec des phénocristaux (0,5 X 3 mm) de clinopyroxène (endiopside) et d'amphibole de composition de magnésio-hornblende à hornblende actinolitique (cf. nomenclature de Leake, 1978) et de microlattes de plagioclase (0,5 à 1,5 mm de longueur) albitisées et épidotitisées.

Dans la mésostase, le verre est recristallisé en quartz et chlorite; elle contient de très abondant microcristaux (< à 0,5 mm) d'amphibole de composition de hornblende actinolitique transformée à sa périphérie en chlorites magnésiennes et de cristaux automorphes de spinelles (photo 2, 3) de composition de chromites alumineuses d'après Stevens (1944). Les andésites se caractérisent par de très fortes teneurs en MgO (6,7 à 13,8%), chrome (Cr, 290 à 421 ppm) et nickel (Ni, 120 à 286 ppm).

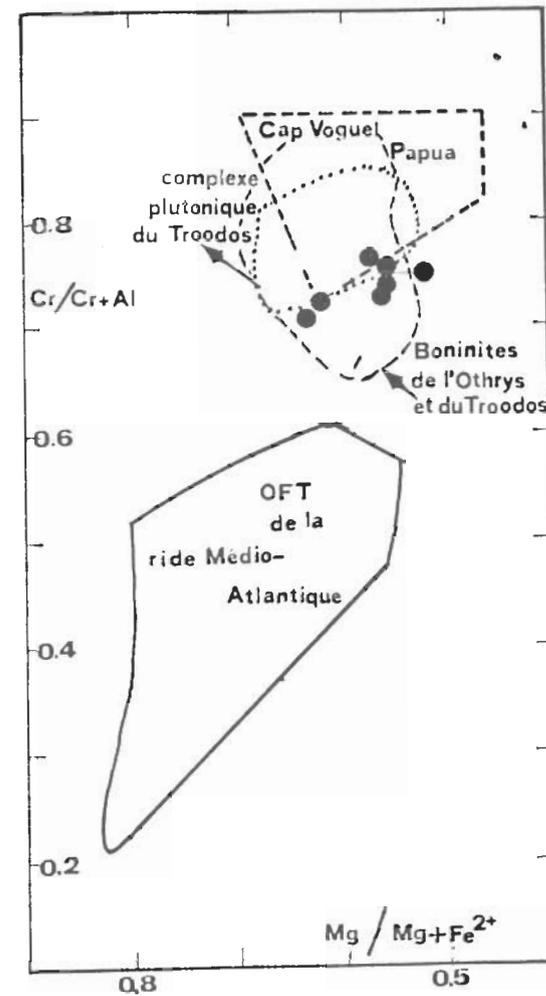


Fig.2: Compositions des spinelles chromifères des andésites dans le diagramme Cr/Cr+Al-Mg/Mg+Fe²⁺ d'après Cameron et al. (1979b).

Σχ. 2: Χημική σύσταση των χρωμιούχων σπινελλών των ανδεδειτών στο διάγραμμα Cr/Cr+Al-Mg/Mg+Fe²⁺ κατά Cameron et al. (1979b).

1.3.- Caractères chimico-minéralogiques des minéraux magmatiques au sein de roches andésitiques et basaltes picritiques de l'unité inférieure.

Les compositions des minéraux magmatiques conservés - spinelles chromifères et clinopyroxènes - constituent un guide précieux pour caractériser la parenté magmatique des roches volcaniques de l'unité inférieure. Leurs analyses, réalisées à la microsonde automatisée Camebax des Services Communs de Micro-analyse de Nancy-Strasbourg - Besançon ont permis, non seulement de connaître la parenté magmatique des volcanites de l'unité inférieure de l'Arcolide septentrionale mais aussi de comparer ces dernières avec des séries actuelles similaires.

1.3.1.- Les spinelles chromifères des andésites

Ils sont toujours en cristaux automorphes dans la mésostase. Leur taille moyenne est de l'ordre de 0,3 à 0,5 mm. Ils sont plus aluminieux (11 à 12,4%) et moins chromifères (50,4 à 53,1) que les spinelles de Marianites (Sharaskin et al., 1979). Ils occupent dans le diagramme Cr/Cr₁Al-Mg/NiFe²⁺ (fig.2) le champ des spinelles chromifères des boninites de l'Othrys, du Troodos et se rapprochent au champ des boninites tertiaires du Pacifique occidental (Cameron et al., 1979b).

1.3.2.- Les clinopyroxènes des basaltes picritiques et des andésites

Dans les basaltes picritiques, les plus gros phénocristaux sont des diopsides (Wo 47-En 46 - Fs7) tandis que les cristaux moyens sont des endiopsides (Wo44-En 51-Fs 5). Dans la mésostase les microcristaux aux bordures effilochées et dendritiques sont surtout de composition salitique (Wo47-46, En 38-37, Fs 15-18) qui provient de conditions de trempe.

Dans les andésites, les rares phénocristaux de clinopyroxène qui persistent sont des endiopsides (Wo 43-En 48-Fs 9). Pour Bougault et al. (1981), les pyroxènes de composition endiopsidique seraient plus abondants dans les laves orogéniques que dans celles de type N.O.R.B. D'ailleurs la richesse des laves en phénocristaux les fait rapprocher à celles des arcs insulaires (Bébin, 1984).

2.- Unité moyenne. Elle est composée à sa base par des dolérites massives et à son sommet par des basaltes peu ou pas vésiculaires affleurant sous forme de pillow démi-métriques à métriques.

Ces formations présentent des assemblages minéralogiques de basse température: smectite, céladonite, albite, diabantite-psychrochlorite, zéolites (laumontite, stilbite, thomsonite, mésolite, analcime) et pumpellyite ferrifère. D'après les différents assemblages observés en fonction de leur site de cristallisation, ils font apparaître que les smectites-zéolites n'existent que dans les pillow-laves, alors que le couple laumontite - pumpellyite ferrifère est présent essentiellement dans les dolérites suggérant dans ce dernier une température un peu plus élevée.

Cette intensité de l'hydrothermalisme sous-marin en fonction de profondeur a été déjà mentionnée dans de nombreux complexes ophiolitiques. (Gass et Smewing, 1973; Spooner et Gyfe, 1973; Stern et Elthon, 1979; Evarts et Schiffmann, 1983; Mevel, 1984).

2.1.- Les basaltes possèdent une texture arborescente à gloméro-porphyrrique plus ou moins vésiculaire. Les clinopyroxènes dont les compositions varient depuis l'endiopside (Wo42-En50-Fs8) jusqu'à l'augite calcique (Wo42-En46-Fs12) sont associés à des plagioclases dendritiques (labrador, An52 à An 65%) et accompagnés par des oxydes ferro-titanés. (photo 4 et 5).

Dans la pâte les structures peuvent être microlitiques, sphérolitiques et vitreuses.

Une seconde paragenèse de basse température rétro-morphique telle que albite, leucoxène-sphène, chlorite ferrifère, calcite, analcime, zéolites, smectites, céladonite, sulfures (Cu-Fe) et oxydes de fer, complète la minéralogie de ces roches.

2.2.- Les dolérites à grain plus grossier, ont des textures doléritiques et ou intersertales. Les plagioclases sont en cristaux prismatiques, zonés ou en macle d'albite et possèdent de compositions du labrador à l'andésine. (photo.6).

Les clinopyroxènes interstitiels montrent des compositions depuis d'endiopside (Wo 44-En 38-Fs8) et d'augites (Wo 40-En 48-Fs 12) jusqu' aux ferroaugites (Wo 37-En 29-Fs 34).

Les minéraux opaques peuvent atteindre jusqu'à 13% du volume total de la roche et sont présentés par l'ilémnite, la titanomagnétite, le hématite et les sulfures en Fe et Cu.

La composition minéralogique se complète par une paragenèse de BT telle que albite, chlorite ferrifère, leucoxène-sphène, calcite, séricite, céladonite, zéolites et pumpellyite ferrifère.

Les basaltes et les dolérites sont nettement plus aluminieux (Al₂O₃, 15,3-16,4%) du fait de la richesse en plagioclase basique et d'autre part sont riches en titane (TiO₂, 0,9-2,13 %) en fer (FeO^T 6,5 à 12%) et en vanadium (V, 179 à 440ppm)

IV.- CARACTERISATION GÉOCHIMIQUE

Les analyses des éléments majeurs et traces ont été effectuées au C.P.G. de Nancy (in Photiades, 1986b) et sont réparties dans des diagrammes (fig.3, fig.4, fig.5 et fig.6) sur lesquels les deux unités se distinguent l'une de l'autre.

L'unité inférieure: les basaltes picritiques et les andésites sont caractérisés par de très faibles teneurs en TiO₂, Zr, P₂O₅ et sont marqués par le rapport Ti/V inférieur à 10 qui caractérise d'après Shervais (1982) les roches qui sont proches des boninites (cf. tableau comparatif).

Les teneurs en éléments compatibles des basaltes picritiques, comparées à celles des tholéites d'arc sont très élevées, comme le chrome (850-1550 ppm) et le

Μητέ inférieure/Γεωτόρη ενότητα

Photo 1: Basalte picrobaltique vésiculaire à rhéocristaux de clinopyroxène (Nicolis croisés)

Φωτ. 1: Πικροβασάλτης με φανοπύρακτους κλινοπυρόξενου (διασταβρούμενα Νicolis)

Photo 2: Andésite à rhéocristaux de clinopyroxène, d'amphibole et de plagioclase (Nicolis croisés)

Φωτ. 2: Ανδεσίτης με φανοπύρακτους κλινοπυρόξενου, αμφιβόλου και πλαγιοκλάσιου (διασταβρούμενα Νicolis)

Photo 3: Cristaux idiomorphes de spinelles dans une andésite (Nicolis parallèles)

Φωτ. 3: Ισομορφικοί κρύσταλλοι σπινελλίου σε ανδεσίτη (παράλληλα Νicolis)

Μητέ intermédiaire/Ενδιάμεση ενότητα

Photo 4: Partie externe d'un basalte avec des fibres albitiques plus ou moins radiales (sphérolites) (Nicolis parallèles)

Φωτ. 4: Εξωτερικό μέρος ενός βασάλτη με ακτινωτά αλβιτικές ίνες (σφαιρόλιθοι) (παράλληλα Νicolis)

Photo 5: Basalte à texture thalysocritique (Nicolis croisés)

Φωτ. 5: Βασάλτης με θάλυσοκρυστικό υπό (διασταβρούμενα Νicolis)

Photo 6: Aspect d'une texture doléritique à interstitiels dans une dolérite massive (Nicolis croisés)

Φωτ. 6: Είδος ενός δολερίτικου μέχρι ενδιάμεσου λογού σε συμπαγή δολερίτη (διασταβρούμενα Νicolis)

VES : vésicules: κυψέλλες, CPX: clinopyroxène: κλινοπυρόξενος

AMP : amphibole:αμφίβολος, Pl:plagioclase:πλαγιοκλάσιου,

SP : spinelle, σπινέλλος, OP: olivine opaque: αδιαφανές ορυκτό,

SPH : sphérolite: σφαιρόλιθος

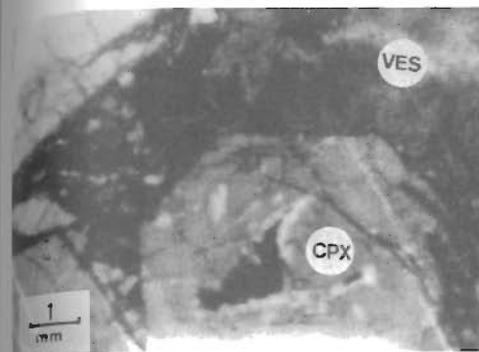


Photo 1 - Φωτ. 1

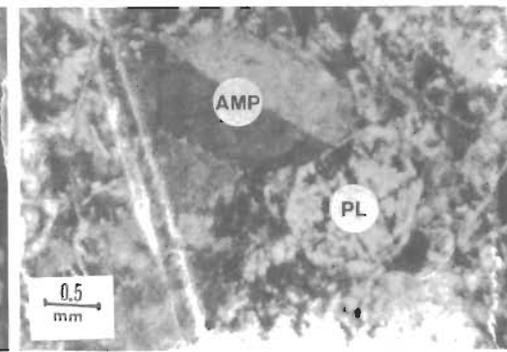


Photo 2 - Φωτ. 2

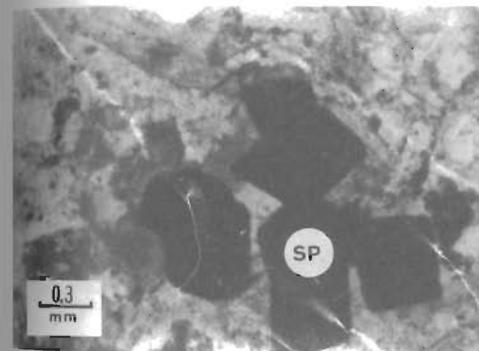


Photo 3 - Φωτ. 3

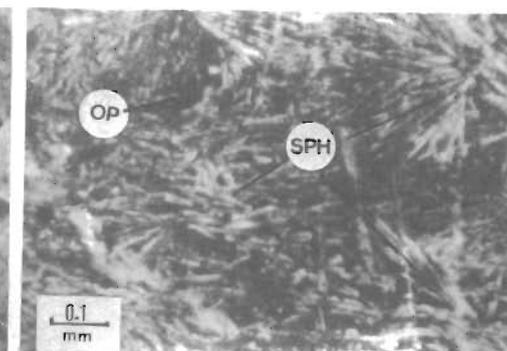


Photo 4 - Φωτ. 4

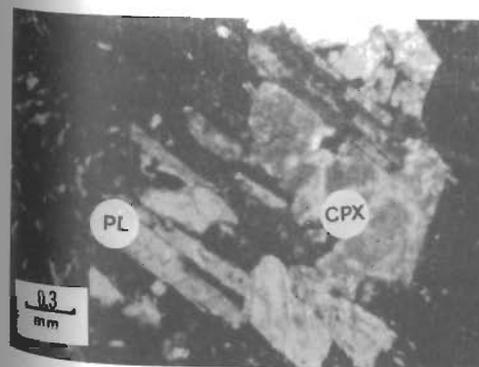


Photo 5 - Φωτ. 5

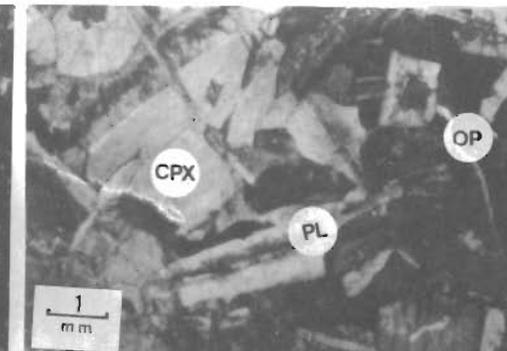


Photo 6 - Φωτ. 6

Fig.3: Diagramme SiO_2-FeO^t/MgO de Miyashiro (1974) avec les domaines tholéïtique et calco-alkalin
1:basaltes picritiques; 2:andésites; 3:dolérites et 4:basaltes.

Σχ. 3: Διάγραμμα SiO_2-FeO^t/MgO από Miyashiro (1974) με το θολεΐτικό και ασβεστοαλκαλικό όριο
1:πικριτικοί βασάλτες, 2:ανδεσίτες, 3:δολερίτες και 4:βασάλτες

Fig.4: Diagramme FeO^t-FeO^f/MgO de Miyashiro (1973) avec les domaines tholéïtique et calco-alkalin et le "trend" de fractionnement des MORB (Saunders et al., 1979; Upadhyay et Neale 1979).

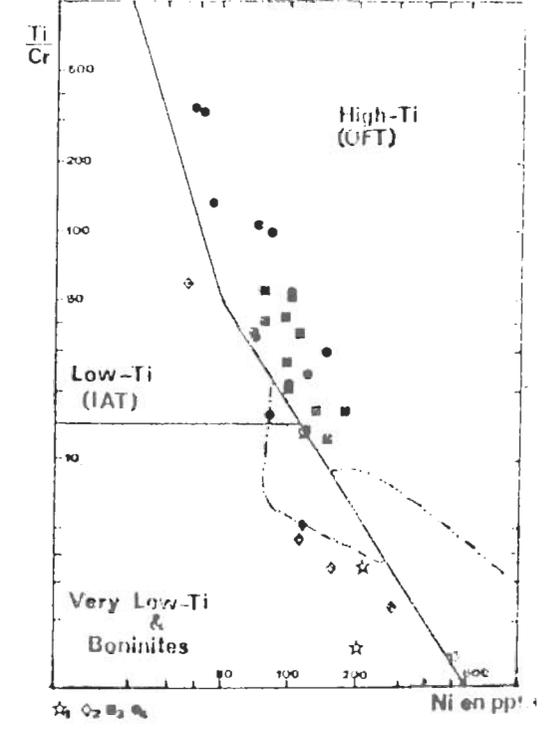
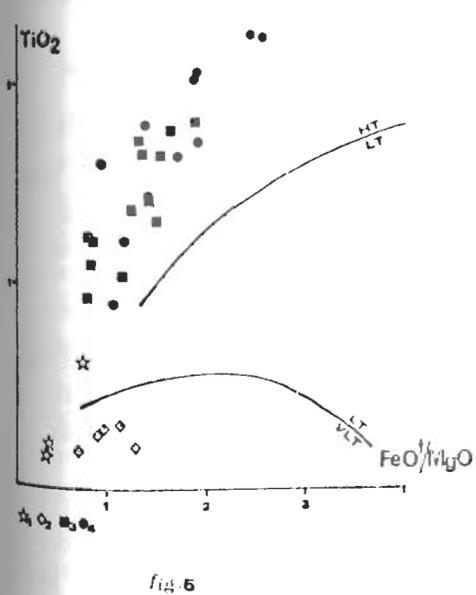
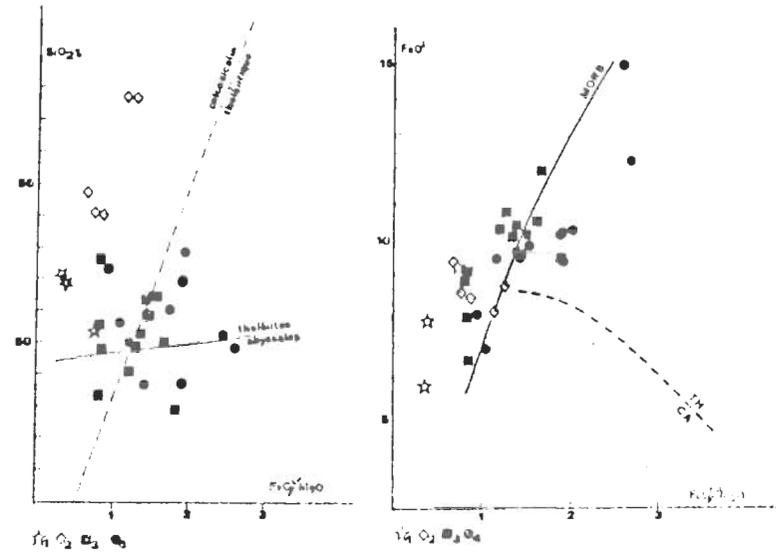
Σχ. 4: Διάγραμμα FeO^t-FeO^f/MgO από Miyashiro (1973) με το θολεΐτικό και ασβεστοαλκαλικό όριο και με την κλασματική "τάση" των MORB (Saunders et al., 1979; Upadhyay et Neale 1979).

Fig.5: Diagramme TiO_2-FeO^t/MgO de Miyashiro (1974) avec les domaines anisotitané (HT) et isotitané (LT-VLT) de Babiéin (1980).

Σχ. 5: Διάγραμμα TiO_2-FeO^t/MgO από Miyashiro (1974) με τους ανισοτιτανούχους (HT) και ισοτιτανούχους (LT-VLT) τομείς από Babiéin (1980).

Fig.6: Diagramme $Ti/Cr/Ni$ en ppm de Reculona et al. (1983).
OFT:tholéïites des plateaux océaniques
IAT:tholéïites des arcs insulaires

Σχ. 6: Διάγραμμα $Ti/Cr/Ni$ en ppm από Reculona κ.ά. (1983).
OFT:θολεΐτες των ωκεάνιων πυθμένων
IAT:θολεΐτες των νησιωτικών τόπων



nickel (205-535 ppm).

Les andésites bien que riches en MgO comme c'est le cas des basaltes picritiques, elles montrent cependant un rapport plus élevé en Al_2O_3/TiO_2 (53 à 69) et sont

	basaltes picritiques (n=4)	andésites (n=6)
SiO_2	50-52	54-57,6
FeO^t	8,9-9,3	8-9,4
MgO	12,4-12,1	0,7-13,8
TiO_2	0,17-0,21-0,6	0,19-0,2
P_2O_5	0,05-0,15	<0,1
Al_2O_3/TiO_2	20-55	53-69
CaO/Al_2O_3	0,87-0,82	0,69-0,43
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	0,86-0,70	0,74-0,61
Ti/V	7-8	2-4
Sr ppm	16-85	10-45
Cr ppm	830-1550	100-400
Ni ppm	205-535	170-186

Tableau comparatif entre les éléments majeurs et traces des basaltes picritiques et des andésites de l'unité intérieure.

Σοφιστικώς πίνακας μεταξύ κύριων στοιχείων και ε χυσοστοιχείων των picritικών βασάλτων και ανδρσυτών της κατώτερης ενότητας.

plus saturées en silice (54 à 57,6%) que ces dernières.

Par ailleurs ces deux types de roches, présentant des rapports $Mg/Mg+Fe^{2+}$ et CaO/Al_2O_3 élevés (cf. tab.) ce qui répond à tous points à la définition donnée par Hickey et Frey (1982) pour les volcanites tholéiitiques d'arc, riches en magnésium, en particulier pour les boninites de l'arc des Mariannes, Cape Vogel, Bonin et Chypre (Cameron et al., 1979a).

Les andésites révèlent un très net accroissement en SiO_2 (fig.3) et en FeO^t (fig.4) en fonction d'une faible variation de FeO^t/MgO ce qui caractérise une différenciation tholéiitique, (Miyashiro, 1973) par contre les basaltes picritiques montrent une légère tendance calco-alkaline.

Toutes ces roches se situent dans le domaine orogénique isotané (Very Low-Ti) défini par Bébien (1980) (fig. 5) et dans le diagramme Ti/Cr/Ni en ppm de Beccaluva et al. (1983) (fig.6) se situent dans le champ des tholéiites des arcs insulaires probablement primitifs. Elles se rapprochent géochimiquement aux dykes d'Asprokampo (Vourinos) (Beccaluva et al., 1984), aux laves d'Almopias occidentale (Economou, 1982), aux dykes mafiques de nature boninitique de Pinde septentrional (Dupuy et al., 1984) et en partie aux andésites riches en MgO, Cr, Ni de l'unité d'Aspro Vrissi (Thessalonique) (Remy et al., 1983).

L'unité moyenne: Les basaltes et les dolérites montrent un indice de fractionnement faible (FeO^t/MgO varie de 0,8 à 2,6) sous un enrichissement rapide en TiO_2 (0,9 à 2,2) qui va des dolérites aux basaltes (fig.5) et parallèlement la lignée s'enrichit en FeO^t (6,5 à 15,1) (fig.4) correspondant ainsi à une augmentation des pourcentages moindres en oxydes ferrotitanés et à un enrichissement en fer dans les clinopyroxènes. Ce comportement des éléments majeurs et l'ordre de cristallisation rappellent le fractionnement des tholéiites abyssales marqué par la cristallisation des oxydes de fer en fin de différenciation.

Cette lignée présente donc une évolution typique des tholéiites abyssales (Miyashiro, 1973). Les teneurs élevées en TiO_2 la rattachent au type anisotané (HT) de Bébien (1980) (fig.5) qui caractérise les domaines anarogéniques de type M.O. R.D. ou bassins arrière-arc d'après Cameron et al. (1979b) et Beccaluva et al. (1983) (fig.6) ce qui est confirmé aussi par le rapport Ti/V qui varie de 20 à 50 d'après Shervais (1982).

Ces roches se rapprochent aux dolérites de Pinde septentrional (Capedri et al., 1980) aux basaltes d'Almopias orientale (Bechon, 1981), à celles de l'unité occidentale de Guvguéli (Bébien, 1982), aux laves de l'unité Sud de Chalcidique (Gauthier et al., 1983) et aux laves d'Oréokastro (Haenel-Remy et Bébien, 1985).

V.- DISCUSSION = CONCLUSION

L'étude pétrographique et géochimique des volcanites de l'Argolide septentrionale a permis de souligner les différences qui existent d'une part entre les deux unités superposées à volcanites qui sont mise en place séparément sur la plate-forme calcaire et d'autre part de montrer leurs contextes géodynamiques possibles. Les olistolites de pyroxénolites, de gabbros (pauvres en fer) et de tonalites qui composent le "mélange" ophiolitique sédimentaire de l'unité inférieure, constituent une lignée tholéiitique pauvre en TiO_2 qui est interprétée comme étant formée dans un (ou plusieurs) arc (s) - insulaire(s) (Photiades, 1986b). Ces formations sont associées à des andésites et à des basaltes picritiques riches en MgO, Cr et Ni, formés de phénocristaux d'olivine (en faibles), de spinelles chromifères et de clinopyroxènes riches en Ca et Mg.

Géochimiquement ces laves se caractérisent par de fortes teneurs en silice (andésites) chrome et nickel, de très faibles teneurs en alumine, titane et un haut rapport en $Mg/Mg+Fe^{2+}$. Bien que chimiquement ces laves se rapprochent aux boninites, cependant, elles sont pourvues de plagioclase comme d'ailleurs c'est le cas des dykes mafiques boninitiques de Pinde septentrional (Dupuy et al., 1984). Des andésites riches en MgO, ou roches semblables aux boninites, associées à des séries ophiolitiques d'affinité tholéiitique d'arc, ont été déjà décrites par

Coish et Church (1979) aux Betts Cove Ophiolite.

La formation d'andésites riches en MgO, Cr et Ni, implique en effet des conditions (températures élevées et présence d'eau dans le manteau) qui ne sont réunies qu'au début du processus de subduction d'une lithosphère océanique nouvellement formée (Remy et al., 1983).

Ce volcanisme témoignerait des premières phases d'arc-insulaire et précède la mise en place de magmas tholéiitiques accompagnant l'individualisation de bassins inter-arcs (Remy et al., 1983 et Bébian et al., 1984).

La présence, par ailleurs d'une unité moyenne à dolérites massives et à pillow lavas de faciès zéolitique et d'affinité tholéiitique abyssale (M.O.R.B) qui superpose tectoniquement l'unité inférieure, prouverait l'existence dans les domaines ENE d'un système de bassin inter-arc comme il a été suggéré pour les formations de l'Almopias où sa partie occidentale est liée aux tholéiites d'arc-insulaire (Economou, 1982) et sa partie orientale est caractérisée par des tholéiites abyssales (Béchon, 1981).

REFERENCES

- ADOUX J., BOHOUAT H., CELEST P., CHARVET J., CHEFFERT H., DEVIARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J. J., GUERINTE G., GALLARD J., HANNA J., MANSY J. L., TERRY J., THIÉBAUT P., TOFFIANT P. et J. J. VERDIER, 1970: Contribution à la géologie des Hellénides: Le Caennové, le Pindos et la zone ophiolitique subalpine. Ann. Soc. géol. Nord, 90/4, p. 277-306.
- BAUMGARTNER, P.O., 1981: Jurassic sedimentary evolution and Mesozoic Nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnese, Greece). Inaugural Dissertation Univ. Basel, 137 p.
- BAUMGARTNER, P.O., DE MEYER P. et ROCHER R., 1980: Correlation of Tethyan Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarian events. Cah. Micropaléontologie. C.R.U.S. 2, 73-85.
- BÉBIAN, J., 1980: Magmatismes basiques dits orogéniques et anorogéniques et teneurs en TiO₂: les associations isotitanées et anisotitanées. J. Volcan. and Geotherm., res., 8, 337-347.
- BÉBIAN, J., 1982: L'association ignée du Guévguéli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'Etat, Nancy 1, 467 p.
- BÉBIAN, J., 1974: A propos de l'abondance des phénoïcristaux dans les roches volcaniques. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 290, 11, n°18 p. 791-796.
- BÉBIAN, J., DUPUIS R., MERCIER, J.L. et VERDIER, P., 1984: Diversité du volcanisme juvénile dans les domaines les plus internes des Hellénides: L'unité d'Aspro Vrissi (Macédoine grecque) C.R. Acad. Sc. Paris, t. 293, 11, n°2, p. 49-53.
- BEVER J., OHRNSTETTER D., OHRNSTETTER H. et VERDIER P., 1980: Diversity of the Greek ophiolites birth of oceanic basin in transect systems. In "Tethyan ophiolites", G.ROCCI edit., Ophioliti, p. 129-197.
- BERGALOVA L., DE GIROLAMO P., MACCIOTTA G. et MORBA V., 1983: Magma affinities and Emplacement trends in ophiolites. Ophioliti, 8(3), 307-324.
- BERGALOVA L., OHRNSTETTER D., OHRNSTETTER H. et DAPPY A., 1984: Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 85, 253-271.

- BÉCHON F., 1981: Caractères de tholéiites abyssales des formations magmatiques basiques des unités orientales de la zone d'Almopias (Macédoine grecque). C.R.Acad. Sci.Paris, 292, (11), p. 105-108.
- BOUGAULT H., MAURY R.C., EL AZZOUZI M., JORON J.L., COTTEAU J. et TREUIL H., 1981: Tholeiites, basaltic andesites, andesites from Leg 60 sites. Geochemistry, mineralogy and partition coefficient elements. In: HUGGONOW, D.M., UYEDA, S. et al., Initial Reports of the Deep-Sea Drilling project. Vol.IX. p.657-677. U.S.Government Printing Office Washington
- CAMERON, W.E., HISBET, E.G. et DIETRICH, V.J., 1979a: Boninites. Tholeiites and ophiolitic basalts. Nature, vol. 280, No 5723, pp. 550-553.
- CAMERON W.E., HISBET E.G. et DIETRICH V.J. 1979b: Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts pp. 182-192. In Proceedings international Ophiolite symposium Cyprus 1979, ed. A. PADAYIOTOU, 781 p.
- CAPEDEI S., VENTURELLI G., BOCCHI G., POSTAL J., CABUTI G. et ROSSI A. 1980: The geochemistry and paragenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol., 74, p. 189-206.
- CAPEDEI S., VENTURELLI, G., BEBIAN, J. et TOMCANI, L., 1981: "Low-Ti" and "High Ti" ophiolites in northern Pindos: petrological and geological constraints. Bull. Volcanol., vol. 44-3, pp 439-449
- COISH, R.A. et CURCH, W.R., 1979: Igneous Geochemistry of mafic Rocks in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. Contrib. Mineral. Petrol., 70, pp. 29-39.
- DERCOURT J., 1964: Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrionale. Ann. géol. pays hellén. 15, 1-417, Thèse Paris.
- DECROUZÉ D., 1975: Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponnèse, Grèce). Thèse Univ. Genève, 259 p.
- DUPUY, C., POSTAL, J., CAPEDEI, S. et VENTURELLI, G., 1984: Geochemistry and petrogenesis of Ophiolites from Northern Pindos (Greece) Bull. Volcanol., vol. 47-1, pp. 39-46.
- DURAND-WACKENHEIM, C., PHOTIADES, A. et THIÉBAUT, J. 1987: Les minéralisations magmatiques associées aux basaltes ophiolitiques de la région d'Epidaure (Argolide septentrionale, Grèce). C.R.Acad. Sci. Paris t. 305, II, p. 1445-1448.
- ECONOMOU G., 1982: Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du massif ophiolitique du Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). Thèse 3^e Cycle, Univ. Nancy, 299 p.
- EVARTS, R. C. et SCHIFFMANN, P., 1983: Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. Am. J. Sci., 283, pp. 289 - 340.
- GASS J. G. et SHENING J. D., 1973: Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus. Nature, 242, p. 26-29.
- GAUTHIER A., BODINIER J. L., DUBOIS R., OHRNSTETTER H. et ROCCIG., 1983: Petrographic and structural variations along the ophiolitic belt of Chalcidiki (Northern Greece). The 2nd annual Meeting held by the working group on Mediterranean ophiolites, Florence December 15-17 1983.
- HAENDEL-BÉMY, S. et BÉBIAN, J., 1985: The Oreokastro ophiolite (Greek Macedonia): An important component of the innermost hellenic ophiolite belt. Ophioliti, 10(2/3), 279-296.
- HICKEY, R.L. et FREY, F.A., 1982: Geochemical characteristics of boninites series Ophiolites: implications for their source. Geochim. and Cosmochim. Acad., vol. 46. p. 2099-2115.

LEAKE E., 1978: Nomenclature of Amphiboles. Bull. Mineral. 101, p. 453-467.

- MERCIER J., VEGELY P., 1972: Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce): dérogement d'âge anté-croétacé supérieur. Z. deutsch. Geol. Ges., 123, 469-489.
- MEVEL C., 1984: Le métamorphisme dans la croûte océanique. Apport à la pétrologie, à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation (exemples dans l'Atlantique). Thèse de Doct. Etat, Univ. Pierre et M. Curie.
- MIYASHIRO, A., 1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett. 19: 218-224
- MIYASHIRO A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274, p. 321-355.
- PHOTIADES A., 1986a: Les minéralisations associées aux pillow-lavas ophiolitiques de l'Argolide septentrionale (Grèce). 11^e R.A.S.T. Clermont - Ferrand, p. 147.
- PHOTIADES, A., 1986b: Contribution à l'étude géologique et métallogénique des unités ophiolitiques de l'Argolide septentrionale (Grèce) Univ. Beçançon, thèse 3^e cycle, 261 p.
- PHOTIADES, A., 1987: Emplacement and nature of the ophiolite units in Northern Argolis (Peloponnese, Greece). Symposium, ΤΡΟΝΟΣ 87, Ophiolites and Oceanic Lithosphere, Nicosia, Cyprus, 4-10 October.
- REMY, P., BEHLEN, J., CAPEDEI, S. et VENTURELLI, G., 1983: Dégazement d'andésites riches en magnésium parmi des formations d'âge jurassique probable dans les Hellenides internes (Grèce). C.R.Acad. Sc. Paris, t. 297, II, p.p. 347-350.
- SAUNDERS, A.D., FARNEY, J., STERN, C.R. et DALZIEL, I.W.D., 1979: Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geol. Soc. Am. Bull., 90, pp 237-258.
- SHARASKIN, A.YA., DOBRETSOV, N.L. et SOBOLEV, N.V., 1979: Marianites: the clinostibite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana Trench. In PANAYIOTOU A. éd: Ophiolites Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus (1979), p. 473-449.
- SHERVAIS J.W., 1982: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planet. Sci. Lett., 59, p. 101-118.
- SPOONER K.T.O., FYFE W.S., 1973: Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. Contrib. Mineral. Petrol., 42, 287-304.
- STERN, C. et KILTON, D., 1979: Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. Tectonophysics, 55, pp. 179-213.
- STEVENS R.E., 1944: Composition of some chromites of the Western Hemisphere. Am. Miner., 29, 1-2, 1-34.
- TERRY J., 1979: Distinction géochimique de plusieurs groupes dans les ensembles volcaniques de la nappe ophiolitique du Pindus septentrional (Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., T, XXI, p. 127-135.
- UPADHYAY, H. et HEALE, E.R.W., 1979: On the tectonic regimes of ophiolite genesis. Earth. Planet. Sc. Lett, 43, pp. 93-102.
- VRIELYNCK B., 1978: Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse. Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos. Univ. Sci. Tech. Lille. Thèse 3^e cycle, 134 p.
- VRIELYNCK B., 1980: Les tectoniques tangentielle des zones internes du Péloponnèse (Argolide, Grèce). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, n^o 14, s.D, p. 267-270.
- VRIELYNCK B., 1981-82: Evolution paléogéographique et structurale de la presqu'île de l'Argolide (Grèce). Rev. Mus. Hist. Nat. Paris, vol 23, fasc. 4, p. 277-288.