

ALTERATION HYDROTHERMALE SOUS-MARINE DES BASALTES ET DES DOLERITES (FACIES ZEOLITIQUE) DE L'UNITE MOYENNE «VOLCANIQUE» DE L'ARGOLIDE SEPTENTRIONALE (PELOPONNESE, GRECE)

A. D. Photiades* et G. S. Economou**

R E S U M E

Les roches basaltiques et doléritiques de l'unité moyenne "volcanique" ophiolitique de l'Argolide septentrionale (Nord de l'Épidaure) sont métamorphosées par l'hydrothermalisme de faciès zéolitique sous une température de 190 à 200°C et à pression ($P < 1,5 \text{ kb}$) faible. Ces conditions thermodynamiques sont caractérisées par l'association laumontite-pumpellyite ferrifère observée dans les dolérites. Par contre la présence de smectites-céladonites et de divers zéolites (Na,Ca) dans les basaltes sus-jacents suppose de températures de leur formation un peu plus basses.

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Τα βασαλτικά και δολεριτικά πετρώματα της ενδιάμεσης "ηφαιστειακής" οφιολιθικής ενότητας της Β.Αργολίδας (Β.της Επιδαύρου) είναι υδροθερμικώς μεταμορφωμένα (ζεολιθική φάση) σε θερμοκρασία των 190-200°C και χαμηλής πίεσης ($P < 1,5 \text{ kb}$). Αυτές οι θερμοδυναμικές συνθήκες χαρακτηρίζονται από την συνύπαρξη λιαμοντίτη-σιδηρούχου πουμελλιτίτη παρατηρούμενη στους δολερίτες. Αντιθέτως η παρουσία σμεκτιτών - σελαδονιτών και διαφόρων Na-Ca-ούχων ζεολιθων, στους υπερκείμενους βασάλτες προϋποθέτει λίγο πιο χαμηλές θερμοκρασίες σχηματισμού των.

I. INTRODUCTION

Les connaissances que l'on peut acquérir sur la manière dont la lithosphère océanique se transforme en vieillissant sont fondamentales pour comprendre le comportement du plancher océanique. Ces transformations résultent essentiellement de l'interaction entre l'eau de mer et la croûte océanique à différentes températures (HAJASH, 1975; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978; MÖTTL et HOLLAND, 1978; SEYFRIED et BISCHOFF, 1979)

Α.Δ.ΦΩΤΙΑΔΗΣ* & Γ.Σ.ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ**. Υποθαλάσσια υδροθερμική εξαλλοίωση των βασαλτών και δολεριτών (ζεολιθικής φάσης) της ενδιάμεσης "ηφαιστειακής" ενότητας της Β. Αργολίδας (Πελοπόννησος, Ελλάδα)

* IGME, Branch of Peloponnesus, 21 Ag.Vassilios Sq. 22100 TRIPOLIS, Greece

**IGME, Mesogeion 70, 115 27 ATHENS, Greece

Nous nous proposons dans cette note de décrire les caractères minéralogiques des altérations de basse température observées dans des roches basaltiques et doléritiques de l'unité moyenne "volcanique" ophiolitique de l'Argolide septentrionale (aux environs d'Epidauros), afin de rechercher leurs conditions thermodynamiques.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les "ophiolites" de l'Argolide septentrionale (DERCOURT, 1964) qui s'étendent sur la plate-forme interne trapezonienne à calcaires néritiques triasico-liasiques suivis par l'ammonitico-rosso (VRIELYNCK, 1978) sont décomposées en trois unités ophiolitiques distinctes (PHOTIADES 1986 a et 1987) (fig.1):

1.- une unité basale, composée des sédiments chertueux et ophiolitiques fins d'origine distale puis plus grossiers d'origine proximale (olistostrome ophiolitique) constituant dans leur ensemble un "mélange" ophiolitique sédimentaire qui a été déposé avant la fin du kimméridgien d'après l'âge des radiolaires inclus dans les cherts (BAUMGARTNER, 1981). Parmi les blocs on distingue de boninites, de basaltes andésitiques, de granophyres et de gabbros qui sont tous affectés par un métamorphisme statique de faciès schiste vert et qui présentent des affinités avec les séries tholéitiques d'arc isotitané (PHOTIADES, 1988).

2.- une unité moyenne "volcanique" qui est constituée de dolérites en coulées massives et de rares filons doléritiques minces. Ces formations sont surmontées, vers le sommet, par des coussins vésiculaires et des cherts rouges à radiolaires d'âge Callovien moyen-Oxfordien inférieur (BAUMGARTNER, 1984). Cette unité d'affinité tholéitique de type MORB est affectée par un métamorphisme hydrothermal de faciès zéolitique. Elle est séparée de la précédente par un contact tectonique (Jurassique sup. - Crétacé basal). Sa mise en place tectonique est suivie par le dépôt des calcaires d'Yprésien (VRIELYNCK, 1980) et d'un flysch post-Yprésien.

3.- et au sommet une unité supérieure qui est constituée à sa base par un "mélange" ophiolitique d'origine tectonique recouvert à son sommet par des calcaires néritiques du Crétacé supérieur (DECROUEZ, 1975; PHILIP et al. 1989). Le "mélange" ophiolitique tectonique d'origine vardarienne, est constitué de blocs ellipsoïdaux de harzburgites, de gabbros, de granophyres, de boninites, de micaschistes et de marbres plissotés qui sont tous métamorphisés sous les conditions de faciès schiste vert et orientés selon la direction N 150° dans une matrice serpentinitique schisteuse et bréchique.

Cette unité chevauche les unités précédentes lors de la phase compressive post-flysch (CT3, b=N150° phase post-Eocène).

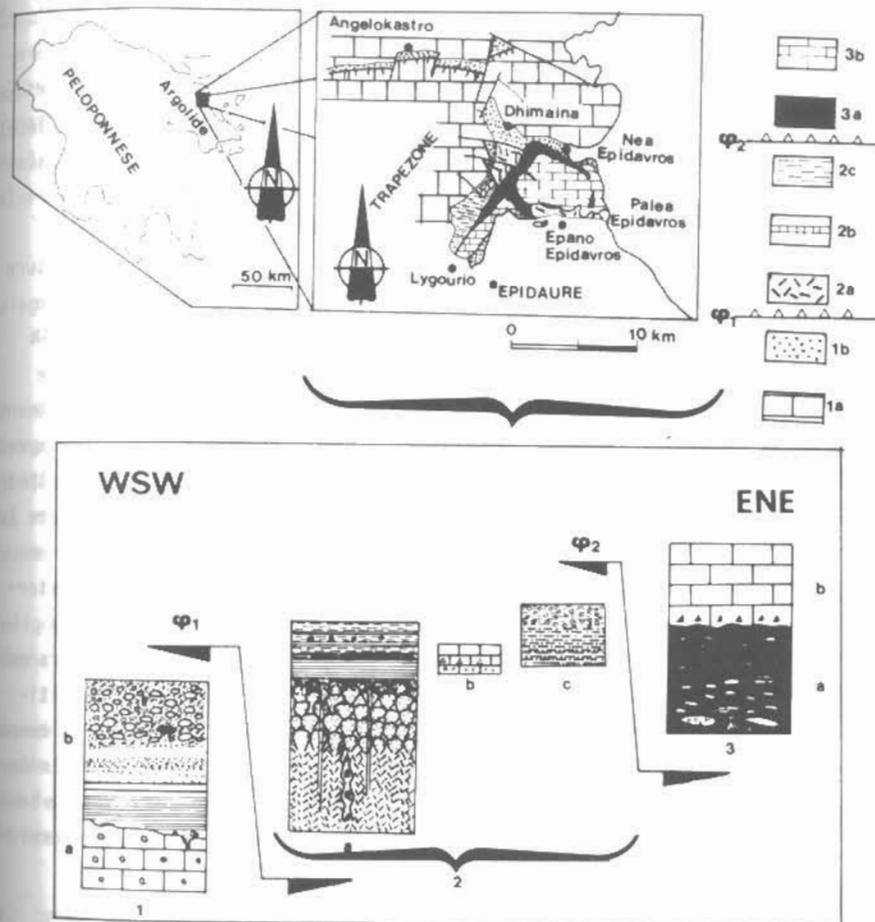


Fig.1: Carte géologique simplifiée de l'Argolide septentrionale montrant les unités structurales ophiolitiques (PHOTIADES, 1986a).

1. Unité inférieure: a. calcaires néritiques ammonitico-rosso (lias moyen-Dogger); b. "mélange" ophiolitique sédimentaire.
2. Unité moyenne: a. unité ophiolitique "volcanique"; b. calcaires de l'Yprésien; c. flysch post-Yprésien.
3. Unité supérieure: a. "mélange" ophiolitique tectonique; b. calcaires du Crétacé supérieur.

Σχ. 1.: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Β.Αργολίδας δεικνύοντας τις τεκτονικές οφιολιθικές ενότητες (PHOTIADES, 1986a)

1. Κατώτερη ενότητα: α. νηριτικοί ασβεστόλιθοι (ερυθρό-αμμωνιτοφόρα Μέσο Λιάσιο - Δογγέριο), β. οφιολιθικό ιζηματογενές "mélange".
 2. Ενδιάμεση ενότητα: α. οφιολιθική "ηφαιστειακή" ενότητα, β. ασβεστόλιθοι Υπρεσίου, γ. μετα-Υπρεσίου φλύσχις.
 3. Ανώτερη ενότητα: α. οφιολιθικό τεκτονικό "mélange", β. ανωκρητιδικό ασβεστόλιθο.
- φ1: phase εοhellénique/ρωελληνική φάση
φ2: phase tectonique finie-Eocène (CT3, b=N150°)/τεκτονική φάση τέλη Ηωκαίνου

III. CARACTERES GENERAUX DE L'UNITE MOYENNE "VOLCANIQUE"

L'unité moyenne est composée à sa base par des dolérites massives ou rarement filoniennes et à son sommet par des basaltes sous forme de pillows métriques. Par ailleurs, elle contient de minéralisations sulfurées en stockwerk (PHOTIADES, 1986 b) et de minéralisations en manganèse qui sont associées à des cherts au sommet de la pile volcanique (WACKENHEIM et al., 1987).

1. Pétrographie

Les pillows basaltiques, plus ou moins vésiculaires, possèdent une texture microlitique dendritique à gloméro-porphyrique. Les plagioclases prennent de forme squelettique arborescente et fibreuse ou "plumose intergrowths" de BRYAN (1972). Les clinopyroxènes dont les compositions varient depuis l'endiopside (Wo 43-En48-Fs9) jusqu'à l'augite calcique (Wo43-En42-Fs15) sont essentiellement en intercroissance avec le plagioclase (An65 à An 22%) et accompagnés des oxydes ferro-titanés. Dans la mésostase les structures peuvent être microlitiques, sphérolitiques et vitreuses. Une seconde paragenèse de BT rétro-morphique complète la minéralogie (albite, smectites-chlorites, zéolites et sulfures) de ces roches. Les dolérites à grain plus grossier, ont des textures doléritiques et/ou intersertales. Les plagioclases sont en grands cristaux prismatiques zonés ou en macle d'albite et possèdent de compositions de l'andésine (An 34%) au labrador (An 66%) en allant jusqu'à la bytownite (An 72%). Les clinopyroxènes interstitiels, à inclusions de l'ilménite et de magnétite titanifère, révèlent des compositions depuis d'endiopsides (Wo42-En50-Fs8) et d'augites calciques (Wo44-En45-Fs11) jusqu'aux ferroaugites (Wo37-En27-Fs36). La composition minéralogique se complète par une association de zéolites-pumpellyites ferrifères et de sulfures Fe-Cu.

2. Le contexte géodynamique

L'étude des clinopyroxènes des basaltes et des dolérites a confirmé leur caractère sub-alkalin et tholéitique de type MORB (PHOTIADES et al., 1988). Géochimiquement les roches doléritiques et basaltiques vont de pair avec l'environnement de leurs clinopyroxènes; elles caractérisent les domaines anorogéniques (anisotitanés) de type MORB ou bassins arrière-arc (PHOTIADES, 1986a et 1988). Dans un tel environnement où s'opère une intense fracturation et perméabilité avant minéralisation (stockwerk à sulfures d'après PHOTIADES, 1986b) pourrait avoir permis la circulation hydrothermale qui est facilitée par la pénétration de l'eau de mer. Selon LAFFITE (1984) des variations locales de perméabilité doivent contrôler la circulation des fluides hydrothermaux et aussi les variations locales de l'altération.

IV. TRANSFORMATIONS SECONDAIRES DES FORMATIONS EFFUSIVES ET SUBVOLCANIQUES

Un caractère général de l'ensemble des formations volcaniques et hypovolcaniques qui viennent d'être décrites, est la présence constante d'assemblages minéralogiques de basse température: smectites, céladonite, mica blanc, albite, chlorite, zéolites diverses, pumpellyite, sphène.

Ces minéraux peuvent apparaître:

- par pseudomorphose plus ou moins complète des phases magmatiques primaires (plagioclases, clinopyroxènes, opaques);
- par remplacement de la mésostase vitreuse (laves en particulier);
- en remplissage de vésicules (laves) ou de microfractures de la roche.

Dans tous les cas ces cristallisations se produisent sans être accompagnées d'aucune déformation pénétrative (préservation constante de textures magmatiques) et elles semblent essentiellement contrôlées par la circulation de fluides dans des réseaux de fractures ou dans des roches plus poreuses (matrice interpillow, laves très vésiculaires).

La persistance plus ou moins importante de phase magmatique primaire indique que l'équilibre n'est généralement pas atteint (au niveau du gisement ou même de la lame mince), les réactions étant incomplètes.

Les tableaux no 1 et no 2 illustrent de manière synthétique les différents assemblages observés en fonction de leur site de cristallisation. Ils font apparaître que les smectites-céladonites n'existent que dans les laves, alors que le couple laumontite - pumpellyite est présent essentiellement dans les dolérites suggérant dans ce dernier cas une température un peu plus élevée.

V. DESCRIPTION MINERALOGIQUE

Les études pétrographiques des laves et des dolérites de l'unité moyenne ont révélé l'existence des assemblages minéralogiques d'origine probablement hydrothermale de basse température. Ce métamorphisme se caractérise par le remplacement des minéraux primaires par des phases secondaires B.T., smectites, céladonite, albite, chlorite, sphène, calcite, zéolites, pumpellyite, certains de ces minéraux pouvant apparaître également dans des fractures de la roche, ou en remplissage de vésicules.

Les différents minéraux sont examinés successivement.

1. Les minéraux phylliteux

a. Smectites

Les minéraux phylliteux qui prédominent dans des laves examinées sont de

BASALTES (A)

(1) PHASES MINERALOGIQUES PRIMAIRES TRANSFORMEES	
a. <u>Plagioclase:</u> en phénocristaux et/ou en microlites	<u>minéraux secondaires apparus:</u> albite analcime chlorite+céladonite calcite
b. <u>Clinopyroxène:</u> en phénocri et/ou en microphénocri	chlorite calcite céladonite
c. <u>Vésicules:</u>	<u>remplissage</u> céladonite+smectites mésolite+calcite carbonate+smectites (à la périphérie) chlorite
d. <u>Mésostase:</u>	analcime chlorite+smectites+céladonites hématite granules de sulfures chlorite+leucoxène
(2) PHASES MINERALOGIQUES SECONDAIRES REMPLISSANT DES FRACTURES	
<ul style="list-style-type: none"> - Thomsonite en "peigne" - Thomsonite ± analcime - Analcime + thomsonite - Analcime - Analcime + calcite - Calcite (±analcime) - Céladonite + calcite - Chlorite 	

Tab.n° 1: Les différents assemblages minéralogiques de basse température, observés dans des basaltes (A) de l'unité moyenne.

Πιν. n° 1: Τα διάφορα παρατηρηθέντα ορυκτολογικά αθροίσματα χαμηλής θερμοκρασίας στους βασάλτες (Α) της ενδιάμεσης ενότητας.

DOLÉRITES (B)

(2) PHASES MINERALOGIQUES PRIMAIRES TRANSFORMEES	
a. <u>Plagioclase:</u>	<u>minéraux secondaires apparus:</u> albite séricite chlorite mésolite analcime stilbite thomsonite ±calcite
b. <u>Clinopyroxène:</u>	chlorite ±calcite
c. <u>Mésostase:</u>	chlorite leucoxène ±sphène ±chlorite sulfures disséminés
(2) PHASES MINERALOGIQUES SECONDAIRES REMPLISSANT DES FRACTURES	
<ul style="list-style-type: none"> - Analcime + stilbite - Mésolite bordée de cristaux automorphes d'analcime - Mésolite + calcite + analcime ±thomsonite - Analcime ±calcite - Thomsonite bordée de calcite - Thomsonite et feldspath zéolitisé, bordés de cristaux automorphes d'analcime - Thomsonite "en peigne" - Analcime bordée des cristaux de pumpellyite en éventail ou grumeleux - Pumpellyite en cristaux grumeleux associée à des fines baguettes de thomsonite - Laumontite (±calcite) - Sulfures + quartz + chlorite 	

Tab.n° 2: Les différents assemblages minéralogiques de basse température observés dans des dolérites (B) de l'unité moyenne.

Πιν. n° 2: Τα διάφορα παρατηρηθέντα ορυκτολογικά αθροίσματα χαμηλής θερμοκρασίας στους δολερίτες (B) της ενδιάμεσης ενότητας.

types smectites. Elles sont surtout localisées dans la matrice interpillow intimement liées aux hyaloclastites de friction. Dans des laves elles apparaissent surtout au pourtour des vésicules remplies de calcite et/ou de chlorite et elles peuvent être associées à la céladonite.

Optiquement, les smectites se distinguent par leur pléiochromisme jaune-brun qui est d'ailleurs en contraste avec le pléiochromisme bleuvert ou vert-jaunâtre des céladonites ou encore avec celui de chlorites. Cristallographiquement les smectites ont été identifiées par des diagrammes de R.X. (étude en cours) sur une poudre d'une matrice interpillow. Les pics de smectite varient de 14,5 Å à 12,6 Å et des pics mineurs à 3 Å avec des réponses d'illite et de halloysite.

Selon BOLES (1977) les phyllosilicates tels que smectites, chlorites, céladonite et interstratifiés, se forment par hydratation du verre colcanique aux premiers stades de l'altération hydrothermale. Leur formation précède celle des zéolites.

b. Céladonite

Elle est fréquente dans les vésicules des laves, dans des fractures, dans la mésostase basaltique ou enfin dans la matrice interpillow. Dans certains échantillons très altérés, nous avons remarqué que la céladonite peut remplacer les grains de plagioclase et de clinopyroxène.

Les cavités qui sont originellement occupées par la céladonite sont par la suite remplacées par la chlorite ou encore par des zéolites.

Les analyses que nous avons effectuées à la microsonde (tabl.n°3) nous montrent que les céladonites des laves sont très riches en potassium, contiennent plus de fer que de magnésium et s'éloignent nettement des compositions de phengites par leur pauvreté en alumine.

D'après le diagramme triangulaire Al - K - Mg + Fe⁺ (fig.n°2) nous remarquons que les céladonites de l'Argolide septentrionale se rapprochent du domaine des céladonites du faciès zéolitique de Hokonui Hills de Nouvelle Zélande (BOLES et COOMBS, 1975).

La céladonite a été signalée par exemple dans des laves zéolitisées d'Antalya en Turquie (MALLEY et al., 1983), du Troodos à Chypre (ADAMIDES, 1984) et dans les pillow-lavas de Peru-Chile Trench (SCHEIDEGGER et STAKES, 1977; STAKES et O'NEIL, 1982).

La présence de ces minéraux implique des modifications chimiques de la mésostase basaltique, notamment par apport de potassium. Dans les basaltes océaniques, les phénomènes d'altération à BT se traduisent fréquemment par la fixation du K dans ces minéraux phylliteux (smectites, céladonites) ou des zéolites (BÖHLKE et al., 1980; ANDREWS, 1980; HONNOREZ, 1981).

c. Chlorites

Les chlorites sont fréquentes dans toutes les formations examinées.

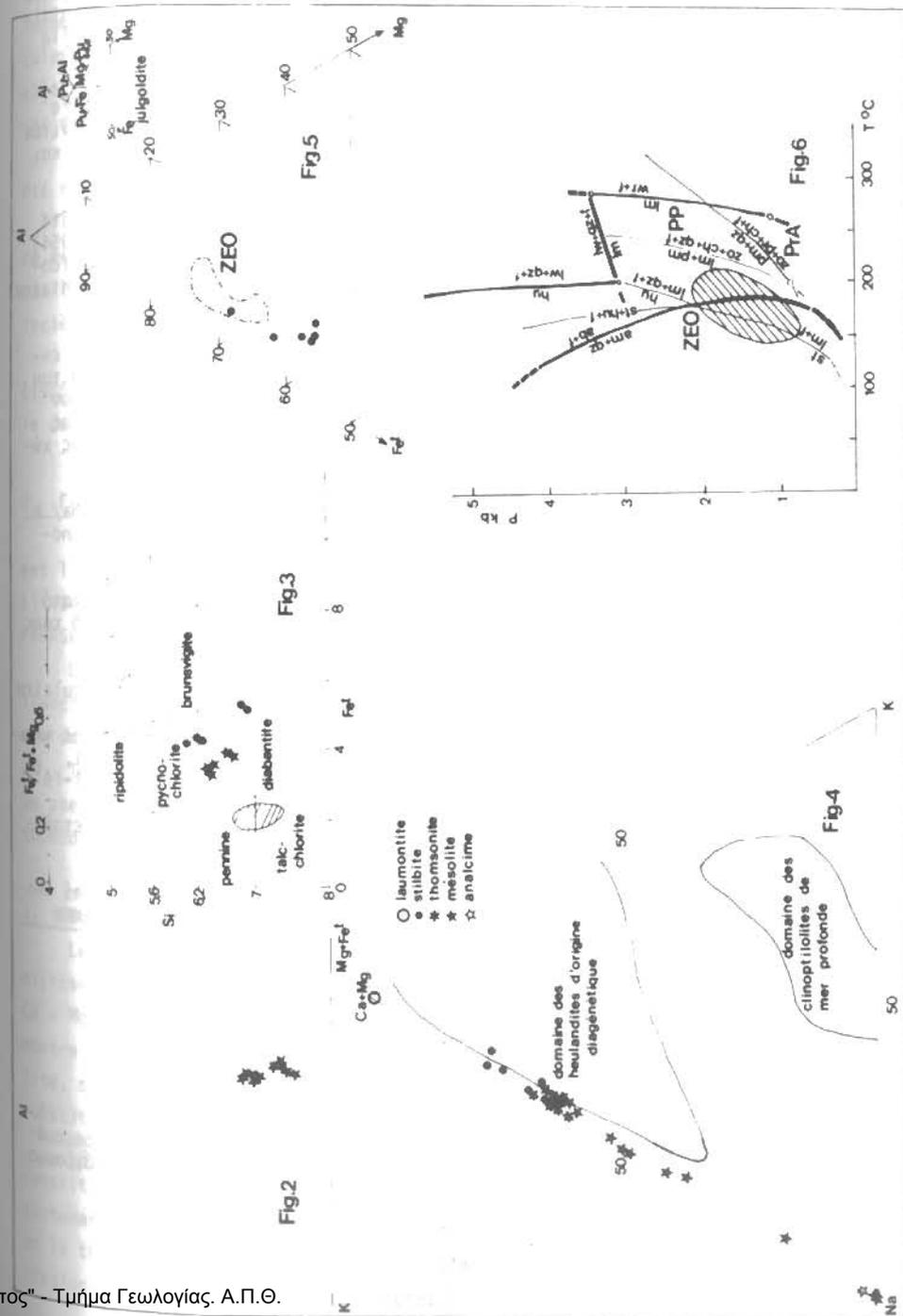


Fig.2: Répartition des céladonites des laves (★) dans le diagramme triangulaire Al/K/Mg+Fe^t (COOMBS et al., 1976) montrant aussi le champ (en pointillé) des céladonites du faciès zéolitique de Hokonui Hills de Nouvelle Zélande (BOLES et COOMBS, 1975).

Σχ.2 : Κατανομή των σελαδονιτών των λαβών στο τριγωνικό διάγραμμα Al/K/Mg+Fe^t (COOMBS κ.ά., 1976) που δεικνύει επίσης το πεδίο (στικτό) των σελαδονιτών της ζεολιθικής φάσης στα Hokonui Hills της Νέας Ζηλανδίας (BOLES και COOMBS, 1975).

Fig.3: Répartition des chlorites de laves (★) et de dolérites (●) de l'unité moyenne (volcanique) à faciès zéolitique sur le diagramme de HEY (1954) par rapport aux chlorites du stockwerk à sulfures de la même unité (domaine en pointillé) et celles de l'unité inférieure (mélange sédimentaire) à faciès schiste vert (domaine hachuré) d'après PHOTIADES (1986).

Σχ. 3: Κατανομή των χλωριτών στις λάβες (★) και στους δολερίτες (●) της ενδιάμεσης ενότητας (ηφαιστειακή), ζεολιθικής φάσης, στο διάγραμμα του HEY (1954) σε σχέση με τους χλωρίτες του πλέγματος θειούχων φλεβιδίων της ίδιας ενότητας (στικτός χώρος) και μ'αυτόν της κατώτερης ενότητας (ιζηματογενές mélange) πρασινοσχιστολιθικής φάσης, (γραμμοσκιασμένος χώρος) κατά PHOTIADES (1986).

Fig.4: Répartition des zéolites et de l'analcime dans le diagramme Ca+Mg/Na/K d'après BOLES (1977) avec les domaines des heulandites et des clinoptilolites d'après EVARTS et SCHIFFMAN (1983).

Σχ. 4: Κατανομή των ζεολιθίων και του ανάλκιμου στο διάγραμμα Ca+Mg/Na/K κατά BOLES (1977) με τους τομείς των ευλανδιτών και κλινοπτιλολιθίων κατά τους EVARTS και SCHIFFMAN (1983).

Fig.5: Répartition des pumpellyites des dolérites dans le diagramme triangulaire Al-Fe^t-Mg de COOMBS et al. (1976).
ZEO: Domaine de composition des pumpellyites du faciès zéolitique des metabasales de Karmutsen île de Vancouver d'après CHO et al. (1986).

Σχ. 5: Κατανομή των πουμπελλυιτών των δολεριτών στο τριγωνικό διάγραμμα Al-Fe^t-Mg των COOMBS κ.ά (1976).
ZEO: Συστατικός χώρος των πουμπελλυιτών της ζεολιθικής φάσης των μεταβασαλιτών (της νήσου) Karmutsen στο Vancouver κατά τους CHO κ.ά (1986).

Fig.6: Conditions thermodynamiques probables des assemblages métamorphiques des laves et des dolérites de l'Argolide septentrionale dans le diagramme synthétique de LIOU et al. (1985).

ZEO: domaine du faciès zéolitique

PP: domaine de préhnite-pumpellyite

PrA: domaine de préhnite-actinote

st: stilbite; lm; laumontite; an; analcime; qz: quartz;

ab: albite; f: fluide (H₂O); hu: heulandite; pm: pumpellyite;

zo: zoisite, pr: préhnite; ch: chlorite; lw: lawsonite et

wr: wairakite.

Σχ. 6: Πιθανές θερμοδυναμικές συνθήκες των ορυκτολογικών μεταμορφικών αθροισμάτων των λαβών και των δολεριτών της Β. Αργολίδας στο συνθετικό διάγραμμα των LIOU κ.ά (1985).

se présentent sous forme d'inclusions dans des plagioclases albitisés, sous forme d'agrégats massifs microgrenus, dans les microveinules ou dans les vésicules, elles remplacent le verre dans des laves hyaloporphyriques ou encore elles s'associent aux minéraux zéolitiques ou avec du sphène (tab.3). Dans certains cas elles se développent aux dépens du clinopyroxène.

Certaines chlorites ont été analysées à la microsonde (cf. tabl.n°3) et ont été reportées dans le diagramme de HEY (1954) Si-Fe^t (fig. 3).

Dans ce diagramme nous remarquons que les chlorites examinées de laves et de dolérites du faciès zéolitique sont plus riches en fer (Fe/Fe+Mg: 0,4 à 0,56) que les roches andésitiques de l'unité inférieure, métamorphisées dans le faciès schiste vert (Fe/Fe + Mg; 0,27) (PHOTIADES, 1986 a).

Cette différence de composition est en accord avec les données de CHO et al. (1986) qui montrent que dans les chlorites, le rapport Fe/Fe+Mg augmente lorsque le degré de métamorphisme diminue.

2. Feldspaths plagioclasiques

La transformation la plus fréquente des plagioclases calciques examinés, est l'albitisation avec des teneurs en An de 0,2 à 7,1% (cf. tabl.n°3). De compositions analogues à celles de l'Argolide septentrionale sont données par PARASKEVOPOULOS (1980) pour les formations volcaniques ophiolitiques de l'Othrys.

Les feldspaths se présentent soit en lattes soit en microlites matérialisant l'ancienne texture ignée de la roche avec conservation de la morphologie initiale des plagioclases calciques (labrador) épigénisés en albite.

Toutefois, dans certaines roches, les plagioclases peuvent être analcimisés ou pseudomorphosés par diverses zéolites sodi-calciques (mésolite, stilbite, thomsonite), et même par de la céladonite.

3. Zéolites

Les différentes zéolites observées au microscope ont été analysées à la microsonde (tab.n°3-4). Leurs compositions sont reportées dans le diagramme Ca + Mg/Na/K (fig.n°4) d'après BOLES (1977) et EVARTS et SCHIFFMAN (1983) qui montre qu'il existe des zéolites calciques (laumontite), sodi-calciques (mésolite, stilbite, thomsonite) et sodiques (analcime) avec dans tous les cas une substitution en K négligeable.

La laumontite n'a été observée que dans certaines dolérites où elle constitue avec la calcite le remplissage de microfractures, ces mêmes roches contenant par ailleurs analcime, stilbite, thomsonite et pumpellyite. L'analcime et la thomsonite sont plus largement répandues soit en pseudomorphose des plagioclases soit dans les fractures.

ciation avec la laumontite. La réaction:

$Lm + pu \rightarrow zo + ch + qz$ ($T = 190 \pm 30^\circ$; $P = 1,1 + 0,5 \text{ Kb}$) d'après CHO et al. (1986), délimitant le faciès zéolite du faciès préhnite - pumpellyite, donne la température maximum de l'association pumpellyite - laumontite observée ici. La figure n°6 résume les conditions thermodynamiques dans lesquelles se sont formées les différents minéraux de B.T. observés avec à pression faible ($P \ll 1,5 \text{ kb}$), des températures maximum de 190 à 200°C environ pour les dolérites, et des températures probablement un peu plus basses pour les laves dans lesquelles persistent les smectites. Ces conditions sont celles du faciès zéolitique.

La présence de smectites et de céladonites dans les laves de l'Argolide septentrionale qui ne contiennent aucune phase primaire susceptible de libérer du potassium suggère que la source de cet élément pourrait être l'eau de mer, mécanisme bien connu dans les transformations de basse température (THOMPSON, 1973; AUMENTO et al., 1976).

D'après les différents assemblages observés, ils font apparaître que les smectites-diverses zéolites n'existent que dans les pillow-laves, alors que le couple laumontite-pumpellyite ferrifère est présent essentiellement dans les dolérites sous-jacentes, 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 FYFE, 1973; STERN et ELTHON, 1979; EVARTS et SCHIFFMANN, 1983).

En conclusion les conditions thermodynamiques des transformations et les assemblages observés sont tout à fait comparables à ceux qui caractérisent le métamorphisme océanique (MELSON et Van ANDEL, 1966; CANN et FUNNELL, 1967; MELSON et al. 1968; CANN 1969; MIYASHIRO et al. 1971; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978; LIOU 1979 et MEVEL 1984).

VII. BIBLIOGRAPHIE

- ADAMIDES, N.G. (1984). Cyprus volcanogenic sulphide deposits in relation to their environment of formation. Ph. D. Thesis. Dep. of Geol. Univ of Leicester 383 p.
- ANDREWS A.J. (1980) Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 4, 323-340.
- AUMENTO F., MITCHELL W.S. et FRATTA M. (1976). Interaction between seawater and oceanic layer two as a function of the time and depth. 1. Field evidence. Canadian Mineral., 14, 269-290
- BAUMGARTNER P.O. (1981). Jurassic sedimentary evolution and Mesozoic Nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Inaugural Dis. Univ. Basel, 137 p.
- BAUMGARTNER P.O. (1984). A Middle Jurassic-Early Cretaceous Low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of

- rites. *Belogae geol. B. v.*, 77, 3, 729-837.
- BISHOP D.G. (1972). Progressive metamorphism from Prehnite-Pumpellyite to Greenschist facies in the Donsey Pass Area, Otago, New Zealand. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3177-3198.
- BLANCO-SANCHEZ J.A. (1978). Minéralogie de quelques spilites hercyniennes et alpines. Classification et modèle de formation de la paragenèse spilitique. Thèse de 3^e Cycle, Univ. Strasbourg, 156 p.
- BÖHLKE J.K., HONNOREZ J. et HONNOREZ-CUERSTEIN B.M. (1980). Alteration of basalts from Site 396 B, D.S.D.P.: Petrographic and mineralogic studies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 4, 341-364.
- BOLES J.R. (1977). Zeolites in low-grade metamorphic grades. In short courses notes Mineralogy and Geology of natural zeolites. *Mineral. Soc. Am.* 4, 103-135
- BOLES J.R. et COOMBS D.S. (1975). Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 163-173.
- BRYAN W.B. (1972). Morphology of quench crystals in submarine basalts. *J. Geophys. Res.*, 77, 29, 5812-5819.
- CANN J.R. (1969). Spilites from the Carlsberg ridge, Indian Ocean. *J. Petrol.* 10, 1-19.
- CANN J.R. et FUNNELL B. (1967). Palmer Ridge: a section through the upper part of the ocean crust. *Nature*, 213, 661-664.
- CHO M., LIOU J.G. et MARUYAMA S. (1986). Transition from zeolite to prehnite - pumpellyite facies in the Kamutsen Metabasites Vancouver Island British Columbia. *J. Petrol.*, 27, 467-494.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y. et VUAGNAT M. (1976). Pumpellyite-Actinolite Facies schistes of the Taveyane Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, 17, 4, 440-471.
- DECROUZÉ D. (1975). Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponnèse, Grèce). Thèse Univ. Genève, 259 p.
- DERCOURT J. (1964). Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays Hellén.*, 15, 1-417, Thèse Paris.
- EVARTS, R.C. et SCHIFFMANN, P. (1983). Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Am. J. Sci.*, 283, 289-340.
- GASS I.G. et SMEWING J.D. (1973). Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature*, 242, 26-29.
- HAJASH, A. (1975). Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 205-226.
- HEY, M.H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineral Mag.*, 30, 277-292.
- HONNOREZ J. (1981). The aging of the oceanic crust at low temperature. In "The sea". EMILIANI (ed.), Wiley Interscience, 7, 50 p. New York.
- HUMPHRIS S.E. et THOMPSON G. (1978). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 127-136.
- IWASAKI, M. (1963). Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku. *Journ. Fac. Sci. Tokyo, Univ. II*, 15, 1-90.
- KAWACHI, Y. (1975). Pumpellyite-actinote and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district South Island, New Zealand. *Journ. Geol. and Geoph.* 18, 401-441
- LAFFITE, M. (1984). Etude minéralogique comparée des sulfures de la Dorsale Est-Pacifique (21°N, 13°N) et de la paléodorsale de Chypre. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, 20, 1397-1400.
- LIOU, J.G. (1971 a). Stilbite-laumontite equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 171-177.
- LIOU, J.G. (1971 b). Analcime equilibria. *Lithos*, 4, 369-402.
- LIOU, J.G. (1979). Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. *Amer. Mineral.*, 64, 1-14.
- LIOU, J.G., MARUYAMA S. et CHO M. (1985). Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.*, 49, 321-333.
- MALLEY P., JUTEAU T. et BLANCO-SANCHEZ J.A. (1983). Hydrothermal alteration of submarine

- pillow-lavas of Antalya, Turkey. *Sci. Geol. Bull.*, 36, 2-3, 139-163. Strasbourg.
- MELSON W.G. et VAN ANDEL TH. (1966). Metamorphism in the mid-Atlantic ridge 22° N latitude. *Mar. Geol.*, 4, 165-186.
- MELSON W.G., THOMPSON G. et VAN ANDEL TH. (1968). Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic ridge, 22° latitude. *J. Geoph. Res.*, 75, 5925-5941.
- 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., Paris.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING M. (1971). Metamorphism on the mid-Atlantic ridge near 24 and 30°N. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A 268, 589-603.
- MOTTL J.M. et HOLLAND H.D. (1978). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1103-1115.
- PARASKEVOPOULOS G.M. (1980). Données nouvelles sur le mécanisme de l'albitisation des plagioclases au cours de la formation des spilites des cortèges ophiolitiques de Grèce. "Ophiolites", 341-346. In Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus-1979, (Ed.) A. Panayiotou, 781 p.
- PHILIP J., MERMIGHIS A. et TRONCHETTI G. (1989). Nouvelles données stratigraphiques et paléogéographiques sur le Crétacé supérieur du domaine hellénique interne. Le massif de l'Akros (Argolide, Grèce). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II 1379-1384.
- PHOTIADES, A. (1986a). Contribution à l'étude géologique et métallogénique des unités ophiolitiques de l'Argolide septentrionale (Grèce). Thèse de 3^e cycle, Univ. Besançon, 261p.
- PHOTIADES, A. (1986 b). Les minéralisations associées aux pillow-lavas ophiolitiques de l'Argolide septentrionale (Grèce). 11^e R.A.C.T. Clermont-Ferrand, p. 147.
- PHOTIADES, A. (1987). Emplacement and nature of the ophiolite units in Northern Argolis (Peloponnesus, Greece). *Symp. TROODOS 87, Ophiolite and Oceanic Lithosphere Nicosia, Cyprus, 4-10 October. Abstract p. 75.*
- PHOTIADES, A. (1988). The diversity of the Jurassic volcanism in the inner parts of the Hellenides: The Northern Argolis ophiolitic units (Peloponnesus - Greece) In 4th Congress of the Geol. Soc. Greece. Program-Abstracts.
- PHOTIADES, A., ECONOMOU G. et KATSIKIS J. (1988). Mineralogical study of clinopyroxenes associated with volcanic rocks in the ophiolite units of Northern Argolis (Peloponnesus, Greece). In 4th Congress of the Geol. Soc. Greece. Program-Abstracts.
- SCHEIDEGGER, K.F. et STAKES D.S. (1977) Mineralogy, chemistry and crystallization sequence of clay minerals in altered tholeiitic basalts from Peru Trench. *Earth Planet. Sci Lett.*, 36, 413-422.
- SEKI, V. (1961). Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. Petrol.*, 2, 407-423.
- SEYFRIED W.E. et BISCHOFF J.L. (1979). Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1937-1947.
- SPOONER, E.T.C. et FYFE W.S. (1973). Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 287-304.
- STAKES, D.S. et O'NEIL J.R. (1982). Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth Planet. Sci Lett.*, 57, 285-304.
- STERN, C. et ELTHON, D. (1979). Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179-213.
- THOMPSON, A.B. (1971). Analcime-albite equilibria at low temperature. *Am. J. Sci.*, 271, 79-92.
- THOMPSON, G. (1973). A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks, *Trans. Am. Geophys. Union*, 54, 1015-1019.
- VRIELYNCK, B. (1978). Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse. Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos (Grèce). Thèse 2^e cycle, Univ. Lille, 134 p.
- VRIELYNCK, B. (1980). Les tectoniques tangentielles des zones internes du Péloponnèse (Argolide, Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 290, 14, D, 967-970.
- WACKENHEIM, D.C., PHOTIADES, A. et THIEBAUT, J. (1987) Les minéralisations manganésifères associées aux basaltes ophiolitiques de la région d'Epidaure (Argolide septentrionale, Grèce). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, 11, 1445-1448.