

Lille

N° d'ordre : 564

II

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques de Lille
pour obtenir le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

par Jacky FERRIERE

PALEOGEOGRAPHIES ET TECTONIQUES SUPERPOSEES
DANS LES HELLENIDES INTERNES
AU NIVEAU DE L'OTHRYS ET DU PELION (GRECE)

soutenue le 26 Novembre 1982 devant la Commission d'Examen

MM. J. AUBOUIN (membre de l'Institut)

R. BLANCHET

P. CELET

H. CHAMLEY

J. DERCOURT

I. GODFRIAUX

G. KATSIKATSOS

Lille

N° d'ordre : 564

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques de Lille
pour obtenir le grade de DOCTEUR ES SCIENCES

par Jacky FERRIERE

PALEO GEOGRAPHIES ET TECTONIQUES SUPERPOSEES
DANS LES HELLENIDES INTERNES
AU NIVEAU DE L'OTHRYS ET DU PELION (GRECE)

soutenue le 26 Novembre 1982 devant la Commission d'Examen

MM. J. AUBOUIN (membre de l'Institut)

R. BLANCHET

P. CELET

H. CHAMLEY

J. DERCOURT

I. GODFRIAUX

G. KATSIKATSOS

TROISIEME PARTIE

TERRAINS METAMORPHIQUES

LITHOSTRATIGRAPHIE
APPROCHE MINERALOGIQUE

INTRODUCTION

Les terrains métamorphiques qui occupent la partie orientale du secteur étudié, affleurent surtout dans le massif du Pelion, qui isole le golfe pagasitique de la mer Egée. Les terrains sont lithologiquement très diversifiés et affectés par un ou plusieurs métamorphismes de type "schistes bleus" et/ou "schistes verts", d'âge alpin, reprenant parfois des terrains métamorphiques plus anciens (hercyniens très probablement).

Ces affleurements cristallophylliens appartiennent à la partie méridionale du "massif de Thessalie" (Brunn, 1956), sous-ensemble du "Massif Pélagonien" de Kossmat (1924). Ce dernier a souvent été regroupé avec le "Massif d'Attique Cyclades" dans l'ensemble des "massifs cristallins internes" (Brunn, 1956) par opposition aux "massifs cristallins externes" affleurant à la base des séries mésozoïques des zones externes, en Péloponnèse.

I. HISTORIQUE SUCCINCT

Du fait de la nature même des problèmes relatifs à l'étude des terrains métamorphiques -cartographie particulière et souvent difficile, séries mal datées ou non datées, etc...- les observations concernant les secteurs métamorphiques helléniques sont restées rares jusqu'à une époque récente. Corrélativement, les hypothèses émises ont été des hypothèses globales, ayant pour objet de situer les terrains cristallins au sein des Hellénides. Les travaux récents ont apporté une contribution majeure, quant à l'interprétation, sur les plans stratigraphique, structural et pétrographique, de ces terrains métamorphiques. J'essaierai de dégager succinctement l'évolution des idées concernant l'âge "des terrains métamorphiques" et à l'occasion, leur position structurale, en me limitant toutefois aux "massifs cristallins internes" et plus particulièrement au "Massif Pélagonien" tel qu'il a été défini par Kossmat (1924).

Dès la fin du siècle dernier et le début du vingtième siècle, des problèmes importants ont été posés : pour certains auteurs, les terrains cristallins correspondaient à des terrains crétacés ("Macigno") métamorphisés (Neumayr, 1880) pour d'autres, tel Deprat (1904), les terrains cristallins de l'Eubée du Sud et du Pelion étaient paléozoïques et même, pour partie, précambriens. Une hypothèse structurale fondamentale, aux conséquences stratigraphiques évidentes, fut émise peu après par Kober (1929, 1931), qui admettait que les terrains cristallins ("métamorphides") apparaissaient en fenêtre sous des nappes d'origine orientale.

Dans une deuxième période, les arguments avancés par les auteurs anciens, notamment par les tenants d'un âge mésozoïque, ont été réfutés ; Kober (1952) est lui-même revenu sur ses premières hypothèses concernant la réapparition en fenêtre du "Massif cristallin pélagonien". Ainsi Brunn (1956) par exemple, considère que le métamorphisme est essentiellement hercynien ou même, localement, plus ancien, tout en reconnaissant que des recristallisations d'âge alpin sont possibles, puisqu'il signale lui-même des fossiles triasiques (Diplopores) dans les calcaires cristallins pélagoniens. C'est pourquoi il admet l'équivalence des massifs "Pélagonien" et "d'Attique Cyclades", malgré les controverses relatives à l'âge des terrains cristallins de ce dernier massif, certains auteurs étant partisans d'un âge paléozoïque (Trikkalinos, 1955), d'autres d'un âge mésozoïque (Marinos et Petrascheck, 1956). C'est dans ce même esprit que le remplacement de la notion de "Massif Pélagonien", supposé représenter un secteur d'affleurement de terrains cristallins anté-mésozoïques par la notion de zone pélagonienne caractérisée par la présence d'un socle métamorphique recouvert par une couverture peu ou pas métamorphique, d'âge mésozoïque et cénozoïque, est proposé par Aubouin (1959).

Enfin, dans une troisième et dernière période, la présence de vastes affleurements, d'âge mésozoïque et cénozoïque, au sein des terrains cristallins, a été démontrée, et corrélativement la complexité structurale de ceux-ci mise en évidence.

Un certain nombre de découvertes a tout d'abord permis de confirmer l'âge mésozoïque ou cénozoïque d'une partie des terrains métamorphiques pélagoniens. Ainsi, des fossiles mésozoïques ont été décrits dans des terrains très faiblement métamorphiques, en Othrys orientale par exemple (Marinos, 1957 ; Marinos *et al.*, 1957) ou plus nettement métamorphiques, en Eubée (Aubouin et Guernet, 1963), dans les Sporades (Papastamatiou, 1962) ou dans la partie septentrionale du "Massif Pélagonien" (Godfriaux, 1968 ; Mercier, 1968).

Enfin, durant les dix dernières années, les découvertes de fossiles mésozoïques et cénozoïques dans des terrains très nettement cristallins ont mis en évidence la complexité structurale de ces secteurs métamorphiques :

- des fossiles triasiques (Mégalo-dontes), crétacés (Actaeonelles) et éocènes (Nummulites...) sont signalés au Sud du Sperchios en Eubée méridionale (Katsikatsos, 1970, 1971 ; Dubois et Bignot, 1978), ce qui atteste de la réalité de la fenêtre tertiaire d'Attique Cyclades (Katsikatsos, 1971 ; Aubouin, 1973) ;

- au Nord du Sperchios, des fossiles d'âge crétacé supérieur (Rudistes) et paléogène (Alvéolines) sont reconnus dans la "fenêtre" de l'Ossa (Derycke et Godfriaux, 1978 ; Godfriaux et Pichon, 1980).

Pour ma part, j'ai décrit, dans les massifs de Veladina et du Pelion (Ferrière, 1976a, 1978, 1979), des fossiles ou des faciès du Crétacé supérieur (Foraminifères et Rudistes), et du Trias (Algues, Foraminifères et Conodontes) qui permettent de montrer que ces massifs sont constitués d'unités tectoniques superposées, mises en place au cours des phases tectoniques tertiaires, mais aussi au cours des phases précoces paléohelléniques.

S'agissant des "massifs cristallins externes", l'évolution des connaissances relatives à ces terrains paraît comparable à la précédente, avec la découverte de fossiles mésozoïques ou cénozoïques dans des unités basales en Crète (Epting *et al.*, 1972 a, b ; Fytrolakis, 1972 ; Bonneau, 1973) et dans le Péloponnèse (Bizon et Thiebault, 1974 ; Thiebault, 1979). Ces découvertes ont en effet abouti à la mise en évidence de fenêtres, laissant apparaître des séries ioniennes faiblement métamorphisées sous des termes plus métamorphiques appartenant à la base de la série du Gavrovo-Tripolitza. Comme pour les "massifs cristallins internes", de nombreux problèmes se posent encore dans ces secteurs externes et notamment celui de la signification de la "nappe des Phyllades" (Epting *et al.*, 1972 a, b ; Aubouin, 1973 ; Creutzburg et Seidel, 1975 ; Bizon *et al.*, 1976 ; Bonneau, 1977 ; Jacobshagen, 1979 ; Lekkas, 1980 ; Lekkas et Ioakim, 1981 ; Thiebault, 1981).

II. BUT DE L'ETUDE ET PLAN ADOPTE

But de l'étude : devant l'absence quasi-totale de données géologiques concernant les terrains métamorphiques du massif du Pelion et de ses environs, au début de mes recherches, mon objectif primordial a été de reconstituer les principales successions lithologiques (séries) et de distinguer les unités tectoniques majeures. L'analyse pétrographique a été menée en fonction de ces finalités et ne constitue que l'ébauche d'une étude, poursuivie dans le cadre d'un travail d'équipe (+), des phénomènes métamorphiques eux-mêmes. Il est bien évident, par ailleurs, qu'une telle étude pétrographique détaillée, ne peut être menée avec les garanties nécessaires, que lorsque les analyses lithostratigraphiques et structurales de ces secteurs particulièrement complexes, ont été suffisamment avancées.

Les observations faites dans les secteurs peu ou pas métamorphiques (Othrys et Chalkodonia) m'ayant permis de reconnaître au sein des terrains métamorphiques (massifs du Pelion et de Veladina) un certain nombre de niveaux repères, j'aborderai l'étude de ces terrains par la description des successions lithologiques en signalant les associations minéralogiques rencontrées ; j'apporterai par la suite quelques précisions sur la nature des minéraux observés. Le problème de la liaison de ces minéraux avec les différentes phases tectoniques sera également abordé dès ce chapitre consacré aux descriptions lithologiques, afin d'établir la nature des différentes paragenèses. S'il existe une inter-relation évidente entre la détermination des séries lithologiques présentes et l'étude tectonique, nous verrons que c'est surtout la mise en évidence de séries plus ou moins connues par ailleurs, qui a permis de situer les contacts tectoniques majeurs

(+) Avec MM. Godfriaux et Laduron respectivement de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) et de l'Université catholique de Louvain-la-Neuve (Belgique).

parmi les nombreux contacts tectoniques présents. C'est pourquoi il m'a paru nécessaire de décrire les faciès lithologiques et leur succession, avant d'aborder l'étude tectonique.

Le plan adopté pour décrire les terrains métamorphiques ne pouvant être évidemment chronologique, j'ai essayé de distinguer des secteurs géologiquement homogènes, bien que constitués de séries métamorphiques différentes tectoniquement superposées, en proposant pour celles-ci, lorsque cela m'a paru possible, des rapprochements avec des séries sédimentaires connues, telles que celles du massif de l'Othrys, géographiquement proche.

Ces différentes subdivisions représentent des secteurs d'affleurements très variables par leur superficie. Je les analyserai en commençant par le secteur qui semble être le plus représentatif tant par sa superficie, que par sa structure géologique, pour terminer par des affleurements isolés de signification souvent difficile à établir. C'est ainsi que je décrirai successivement, selon un itinéraire approximativement Est-Ouest (fig. 185 A) :

- le massif du Pelion : secteur le plus vaste, comprenant toute la presqu'île de Magnesie et les collines au Nord de l'axe Volos-Velestinon ;

- le massif de Velanidia : ce massif est limité à l'Ouest par la dépression empruntée par l'autoroute Almyros-Larissa, au Nord par l'axe Volos-Velestinon, et au Sud et à l'Est par le golfe pagasitique. J'ai donné à ces collines le nom de l'un de leurs principaux sommets : le mont Velanidia (533 m), mais elles constituent en fait la partie orientale des monts Ziragioti-ques (carte de Philippon, 1895) ;

- les affleurements métamorphiques occidentaux : ils correspondent à des secteurs d'affleurements isolés, situés en général sous des terrains Crétacé supérieur beaucoup moins métamorphisés, dans les massifs du Saradsi, du Chalkodonio et le secteur de Mikro Vounon. Pour chacun de ces ensembles enfin, je décrirai les terrains constitutifs en distinguant les principales unités tectoniques, du bas vers le haut, quel que soit l'âge de leur mise en place.

LE MASSIF DU PELION

I. GENERALITES

Le massif du Pelion, qui nous intéresse ici, comprend trois secteurs morphologiquement distincts :

- le Haut-Pelion, à l'Est de Volos, caractérisé par de nombreux sommets compris entre 1 400 et 1 600 m (point culminant : 1 651 m ?) ;
- le Pelion-sud, prolongement vers le Sud-Est du Haut-Pelion, dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 400 à 500 m (point culminant : la colline de Neochorion, 698 m) ;
- les monts Cynoscephales p.p. (d'après carte de Deprat, 1904) ou massif du Megavouni (546 m), à l'Ouest du Haut-Pelion et au Nord-Ouest de Volos, d'altitude comparable au Pelion-sud (fig. 185).

Les deux premiers secteurs, qui constituent la presqu'île du Pelion, présentent un couvert végétal particulièrement développé, notamment sur le flanc égéen, où seuls la route et les bords de mer présentent quelques affleurements intéressants ; encore faut-il qu'ils soient accessibles.

A. HISTORIQUE.

Peu de géologues ont parcouru et étudié le Pelion, et seuls les auteurs anciens se sont intéressés à ce massif, dans son ensemble : Teller (1880) reconnaît dans le Haut-Pelion une alternance de schistes et de marbres formant une voute anticlinale, et envisage pour une certaine partie au moins de ces affleurements, un âge crétacé ; Deprat (1904) propose une carte géologique schématique de la totalité du massif et attribue un âge paléozoïque et même précambrien aux terrains cristallins au sein desquels il signale des schistes à glaucophane. Il distingue ainsi quatre systèmes :

- Dévonien	Systeme D	(schistes noirs, "grauwakes" avec lydiennes et phtanites)
- Paléozoïque inférieur au Dévonien	Systeme C	(calcaires, marbres cristallins passant par transition aux S1 (cipolline verte antico))
	Systeme B	(S1, schistes et phyllades de Kerasia, Tricheri (Makrinitza, etc... (C1 Cipolins intercalés dans les micaschistes et envahissant dans le Nord, la partie supérieure
- Archeen...	Systeme A	(des (Micaschistes, séricitoschistes, chloritoschistes, schistes à glaucophane, éclogites, gneiss de l'Ossa

Ktenas (1922), qui n'a pas étudié en détail cette région, est favorable aux hypothèses de Deprat et considère que la presqu'île de Magnesie est constituée des systèmes métamorphiques M1 et M2, d'âge anté-dévonien (+).

(+) Ktenas précise même, en citant Deprat -mais sans références précises-, que ces deux systèmes M1 et M2 sont "séparés entre eux d'une discordance tectonique".

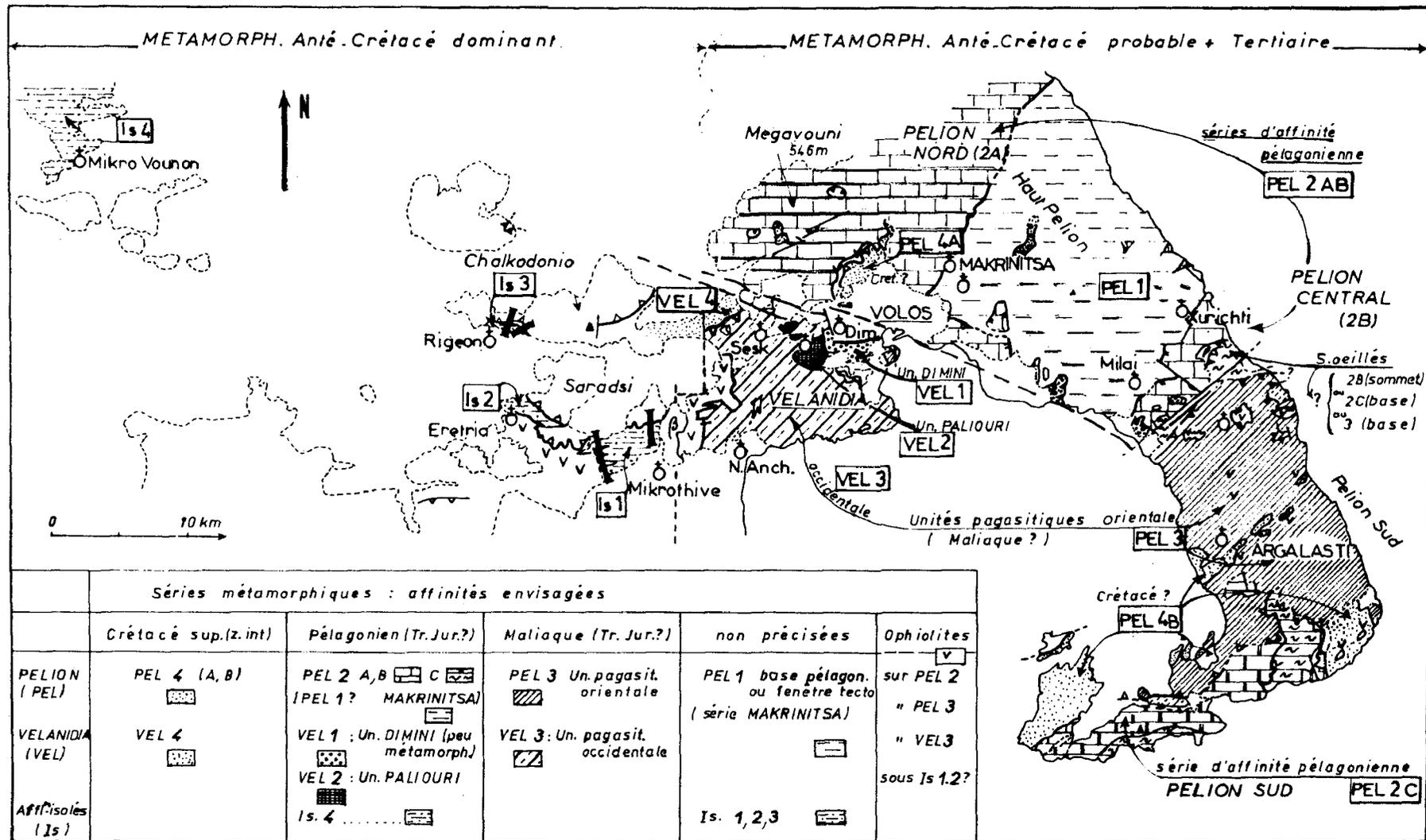


Fig. 185A.- Le domaine métamorphique étudié. Principaux ensembles distingués dans le texte et affinités envisagées.

Par la suite, les géologues ont étudié plus particulièrement la pétrographie des roches cristallines du Pelion, et notamment celles qui affleurent à l'Est de Volos, en bordure de la route principale Volos-Portaria-Zagora (série dite des "schistes bleus de Makrinitza" ; Ferrière, 1976 a et c). Ainsi :

- Georgiades (1937) décrit les différents types de roches métamorphiques situées en bordure de la portion occidentale de cette route, en insistant sur la présence des glaucophanites. Sur son esquisse géologique à 1/75 000 de ce secteur restreint, il signale la présence de "basaltes" intrusifs à proximité du sanatorium Karamani. Il note par ailleurs (Georgiades, 1954), à proximité de Makrinitza, la présence, au sein des glaucophanites, d'un tuf volcanique métamorphisé, qui serait un "tuf augitique à labrador non exprimé appartenant à la famille des gabbros calco-alcalins" ;

- Tataris (1960) consacre une étude approfondie aux dykes volcaniques post-métamorphiques (quaternaires ?) du mont Pelion, auxquels appartiennent les "basaltes" intrusifs signalés par Georgiades (1937). A cette occasion, il cite de nouveaux types de roches métamorphiques dont des schistes albitiques à tourmaline et des quartzites à piemontite, et reprend l'hypothèse de Georgiades relative à l'âge triasique des dolomies de Plessidi (Georgiades, communication personnelle à Tataris ; *in* Tataris, 1960) qu'il étend aux dolomies voisines de Megali-Alikopetra. Plus récemment, Tataris (1975 a, b) a publié des notes synthétiques dont certaines intéressent *pro-parte* le massif du Pelion, mais "l'amalgame" est tel entre les séries des divers secteurs, qu'en l'absence de coupes et de cartes géologiques, il est impossible de dégager quelque fait d'observation ou idée particulière, de ces publications ;

- pour ma part, j'ai consacré différentes publications à ce secteur métamorphique. Dans une étude préliminaire du secteur septentrional du Pelion (Ferrière, 1973b, 1976 a), j'ai reconstitué une série de type pélagonien avec un Trias fossilifère et un Crétacé supérieur probable (conglomératique) et mis en évidence une tectonique anté-Crétacé supérieur dans ce domaine métamorphique septentrional. J'ai par la suite individualisé la "série des schistes bleus de Makrinitza" et supposé qu'elle formait une unité tectonique indépendante réapparaissant dans la "fenêtre du Haut-Pelion" (Ferrière, 1976 c). Enfin, j'ai pu prouver, grâce à des découvertes d'ordre paléontologique (Ferrière, 1978, 1979), qu'il existait dans le Pelion méridional des séries d'affinités maliaques (?) mises en place avant le Crétacé supérieur, comme l'avait envisagé Wallbrecher (1976, 1979) pour le secteur situé au Sud d'Argalasti. Les interprétations exposées par Katsikatsos au Congrès international de Géologie (Katsikatsos *et al.*, 1980), à propos du secteur compris entre l'Olympe et le Pelion, montrent que ces auteurs admettent l'existence de ces tectoniques superposées.

Une publication récente (Davis et Jung, 1978) a été consacrée au Haut-Pelion : il s'agit d'un travail essentiellement pétrographique qui n'apporte que peu de précisions quant à la connaissance générale de ce massif (+).

B. PLAN ADOPTE.

Je distinguerai successivement et de bas en haut, géométriquement, quatre types de séries dont trois (2, 3 et 4) appartiennent très probablement aux zones internes (fig. 185 A) :

- la série schistes bleus de Makrinitza (1) : d'affinités mal connues, représentant soit la base de la série pélagonienne sus-jacente, soit une unité indépendante appartenant aux zones internes (ou même aux zones externes) ;

- les séries d'affinités pélagoniennes (2) et maliaques (3), supposées d'âge anté-crétacé supérieur (paléozoïque à jurassique supérieur) ;

- les séries attribuées au Crétacé-Eocène, formant la couverture discordante des deux précédentes séries (4).

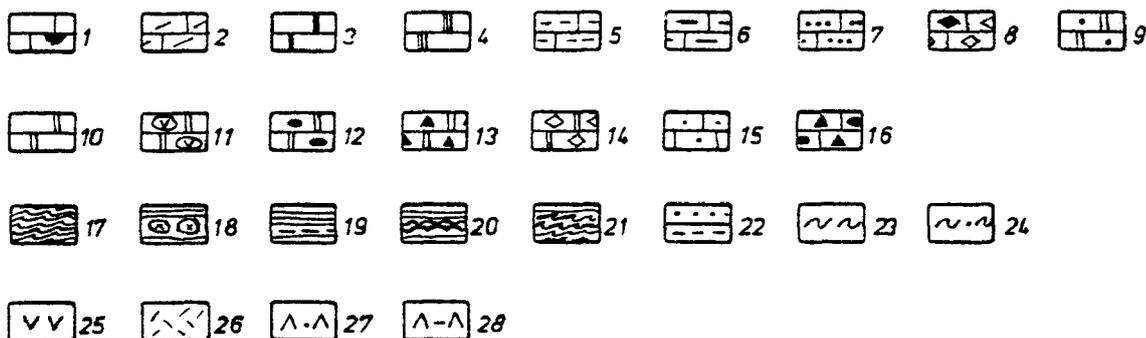
(+) J'ai eu également accès au travail de Frost, essentiellement d'ordre structural et pétrographique (Frost, 1976, non publié) sur les environs de Volos. Si ce travail est fondé sur des hypothèses irrecevables, en revanche les analyses pétrographiques, souvent situées précisément, sont intéressantes.

C. INDICATIONS POUR LA LECTURE DU TEXTE.

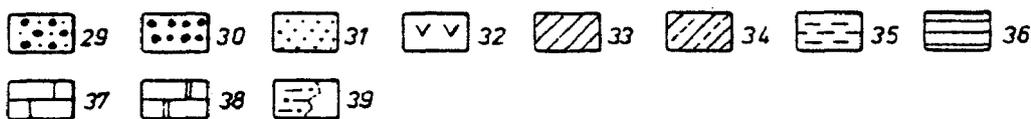
Les associations minéralogiques observées figurent pour l'essentiel, dans des tableaux joints aux coupes ; les analyses à la microsonde et les diagrammes correspondant sont reportés à la fin de chacun des chapitres.

Les figurés les plus communs utilisés pour les coupes et les cartes sont explicités dans la figure ci-jointe (185 B).

Coupes :



Cartes :



Tableaux de minéraux :

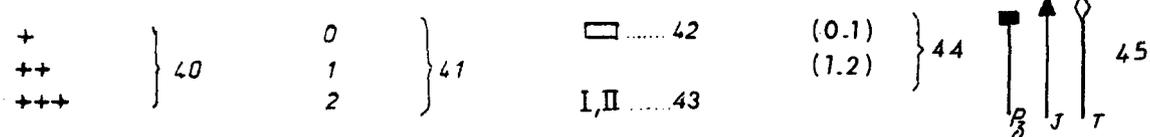


Fig. 185 B. - Cartouches communs aux coupes et cartes relatives aux terrains métamorphiques. (Base valable pour la 3^e partie, sauf indications contraires)

Coupes. - 1 à 16. Marbres (Trias à Crétacé sup.). - 1. gris, localement à bauxites. - 2. dolomitiques et dolomies. - 3. noirs. - 4. massifs blancs. - 5. à phyllosilicates. - 6. siliceux. - 7. gris à lits siliceux blancs. - 8. bréchiques (Trias-Jur.). - 9 à 16. figurés concernant uniquement des formations rapportées au Crétacé. - 9. figuré commun aux séries non détaillées. - 10. marbres verts. - 11. conglomératiques à galets de serpentinites. - 12. conglomératiques à galets ophiolitiques divers. - 13. verts, bréchiques à éléments ophiolitiques. - 14. blancs, bréchiques à éléments de marbres triasico-jurassiques. - 15 et 16. marbres en plaquettes jaunâtres fins parfois gréseuse (15) ou conglomératiques (16).

17 à 24. Roches schisteuses non carbonatées (paléozoïques à paléocènes). - 17. schistes divers. - 18. schistes à pyroxènes reliques (métabasaltés?). - 19. quartzites divers (métacherts). - 20. mé-taradiolarites. - 21. schistes verts et violets à éléments éruptifs. - 22. grès et pélites ou mé-taflysch. - 23 et 24. schistes ocellés typiques (23) ou micro ocellés quartzeux (24). - 25. serpentinites ou ophiolites s.l. - 26. faciès basiques effusifs ou filoniens. - 27 et 28. metabasites diverses.

Cartes. - 29. Unité de Lechonia. - 30. série de Dimini (p.p. ou totalité). - 31. formations rapportées au Crétacé (supérieur). - 32. ophiolites s.l. - 33 et 34. Unités pagasitiques orientale et occidentale. - 35 à 38. séries pélagoniennes. - 35. schistes supérieurs (Jur. moy-sup.?). - 36 à 38. formations carbonatées (Tr. Jur.), non détaillées (36). - Unité septentrionale du Pelion Pg 1 (37). - Unité méridionale du Pelion Pg 2 (38). - 39. schistes de Makrinitsa-Zagora.

Tableaux de minéraux. - 40. abondance des minéraux (+ : faible, ++ : moyenne, +++ : forte). - 41. paragenèses successives (0 : antérieures aux paragenèses métamorphiques alpines ; 1 et 2 : paragenèses alpines). - 42. minéraux contenus dans des galets détritiques. - 43. Succession de foliations et/ou schistosités. - 44. Existence de deux possibilités; exemple : (0,1) = 0 ou 1.

Colonnes lithostratigraphiques. - 45. métamorphismes hercyniens (Pz), paléohelléniques (J) et tertiaires (T).

II. LA SERIE DE MAKRINITSA : LES "SCHISTES BLEUS"

A. GENERALITES.

Les schistes, calcschistes et marbres de la série de Makrinitza constituent les principaux sommets du massif du Pelion. Ils apparaissent à la base du dispositif structural sous un ensemble métamorphique constitué de séries d'affinités internes (Ferrière, 1976 a et c).

Seules des indications d'ordre pétrographique existent dans les rares études consacrées à cette série. Des roches à glaucophane et lawsonite ont notamment été cités par Deprat (1904), Georgiades (1937), Tataris (1960), Ferrière (1976 a, 1979) et Davis et Jung (1978) : Georgiades (1954) a signalé en outre des tufs à pyroxènes, alors que Deprat (1904) a rapporté la présence de disthène, que personne à ce jour ne semble avoir retrouvé.

Du fait de l'existence de différences importantes entre les affleurements orientaux et occidentaux de la série de Makrinitza aux points de vue lithostratigraphique et minéralogique, je les décrirai séparément, en signalant toutefois la très mauvaise qualité des affleurements situés sur le versant égéen par rapport à ceux du versant pagasitique (fig. 186). Dans le secteur méridional, sur la transversale de Milai, la complexité tectonique est telle qu'il est parfois difficile de faire la part entre les terrains de la série de Makrinitza et les séries métamorphiques sus-jacentes. C'est pourquoi je ne donnerai pas de précisions particulières sur la lithostratigraphie de ces affleurements.

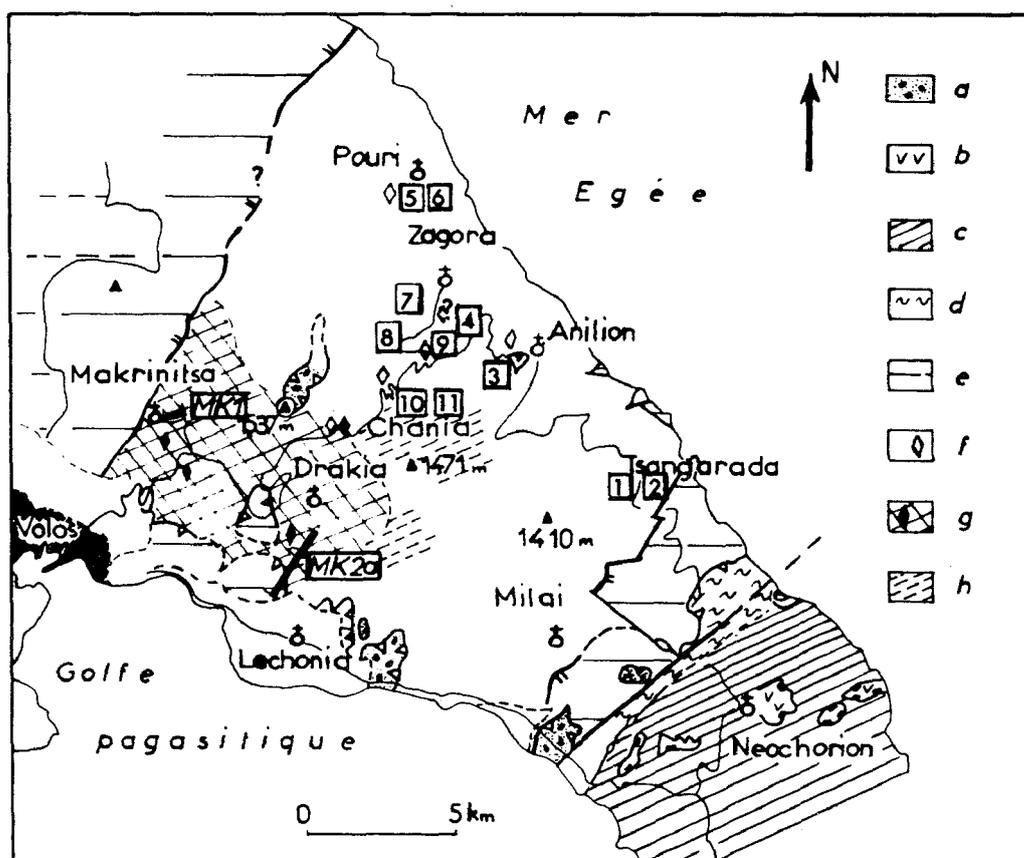


Fig. 186. - La série de Makrinitza-Zagora. Situation des affleurements étudiés.

1 à 11. Affleurements cités dans le texte correspondant au secteur oriental de la série de Makrinitza-Zagora. - a. unité de Lechonia. - b. ophiolites de Neochorion. - c. unité pagasitique orientale. - d. schistes ocellés. - e. formations carbonatées et schistes supérieurs pélagoniens s.s. - f. "faciès schistes verts" à amphibole de type actinote (losange creux). - g. "faciès schistes bleus" à glaucophane-crossite (losange plein) et lawsonite. - h. faciès de transition entre les deux précédents.

B. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

1. LES AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX : LES SCHISTES BLEUS TYPIQUES.

a. LA COUPE PORTARIA-MAKRINITSA : SERIE DE REFERENCE.

Cette coupe peut être levée facilement sur le versant septentrional de la vallée qui sépare les villages de Portaria et de Makrinitza, le long de la route asphaltée qui relie ces derniers. De haut en bas et du Nord-Ouest au Sud-Est, en partant du grand parking situé à l'entrée du vieux village de Makrinitza, on observe une alternance de schistes variés et de marbres peu épais, avec successivement (fig. 187 et tabl. III 1) :

- (1) des schistes bleuâtres présentant deux schistosités : une schistosité fruste reprenant une schistosité de flux caractérisée par la présence d'amphibole bleue (pléochroïsme incolore à violet) et de lawsonite, associées à des minéraux moins significatifs (tabl. III 1). Des pyroxènes verdâtres, frangés d'amphiboles sodiques, constituent les reliques d'une association minérale antérieure très probablement magmatique ;
- (2) des schistes jaunes ou verdâtres, au niveau de la petite source aménagée. Des pyroxènes reliques sont encore présents, mais amphibole sodique et lawsonite semblent absentes ;
- (3) des schistes et des calcschistes, juste au Nord de la rampe bétonnée. L'échantillon étudié est riche en calcite et plagioclases sodiques (albite). Les feldspaths sont de grande taille (1 mm environ), poecilites et postérieurs à la schistosité marquée par les chlorites vertes ou brunâtres (oxydation) ;
- (4) 6 m d'une alternance de schistes jaune-verdâtre et de marbres blancs, en bancs décimétriques. Les feldspaths présentent les mêmes caractéristiques que dans le niveau précédent ;
- (5) 8 m environ de schistes bleutés, entre le pied sud de la rampe bétonnée et la pancarte indiquant l'entrée de Makrinitza. Plusieurs associations ont pu être observées (tabl. III 1) : plagioclase (albite), chlorite, amphibole sodique, épidote (pistachite) et mica blanc phengitique sont abondants ; la lawsonite est plus rare et deux échantillons sur cinq ont montré des pyroxènes reliques. Ceux-ci sont parfois frangés d'une auréole vert foncé correspondant probablement à du pyroxène à tendance aegyrinique. L'échantillon prélevé à la base de l'ensemble montre des feldspaths poecilites au sein desquels les minéraux phylliteux soulignent encore la schistosité de flux principale mais ces feldspaths sont eux-mêmes intensément schistosés. Les microplis visibles reprennent la schistosité de flux principale et présentent une schistosité de plan axial soulignée par des minéraux semblables à ceux de la paragenèse antérieure (réorientation des minéraux préexistants ou néocristallisation ?) ;
- (6) un ensemble de schistes verdâtres, à niveaux de marbres blancs intercalés, situé entre la pancarte indiquant Makrinitza et le virage où affleure une masse importante de marbres. Un schiste prélevé près de ces marbres se révèle être riche en chlorite verte, épidote (pistachite) et plagioclase (albite). L'amphibole sodique est moins abondante que dans l'ensemble (5), et quelques pyroxènes reliques sont présents ;
- (7) 20 m environ de marbres gris ou blancs où s'observent des microplis ;
- (8) 4 m de schistes verdâtres, riches en mica blanc phengitique. Des chlorites occupent des plages aux contours géométriques témoins de minéraux préexistants (pyroxène ou lawsonite ?) ;
- (9) 6 m de schistes bleus typiques, à glaucophane et lawsonite, présentant des pyroxènes reliques et des microplis nombreux ;
- (10) un ensemble de schistes, de calcschistes et de marbres dont la partie médiane bleu-vert (10b) est située approximativement au virage de la route. Les niveaux supérieurs (10a) sont formés d'une alternance de marbres blancs et de schistes verts, riches en lawsonite altérée (jusqu'à 1 mm de long). Les schistes de base (10c) sont verdâtres et caractérisés par la présence de grands plagioclases sodiques parfois maclés ($\alpha \leq 18^\circ$), au sein desquels la schistosité, marquée par les minéraux phylliteux, est encore visible, sans modification d'orientation mises à part quelques rotations ;

- (11) 40 m environ de schistes bleutés, verts ou gris, localement à pyroxènes (tabl. III 1), où s'intercale une passée de marbre d'ordre métrique ;
- (12) 20 à 30 m de schistes verts ou blanchâtres, situés entre le niveaux précédents et l'importante loupe de glissement visible sur le flanc septentrional de la vallée. Ces schistes sont très quartzeux mais des plagioclases sodiques, semblables à ceux de l'ensemble (10c), s'y observent également ;
- (13) une épaisse masse de schistes verts qui affleure jusqu'au fond de la vallée principale séparant Makrinitza de Portaria et constitue les niveaux les plus bas représentés sur cette coupe. Ces niveaux sont riches en quartz, épidote (pistachite) et lawsonite.

En résumé, cette coupe permet de dégager les faits suivants :

- *lithostratigraphie* : la série est constituée d'une alternance de schistes, de calc-schistes et de marbres, ces derniers ne dépassant jamais 20 ou 30 m d'épaisseur. Même si l'on tient compte de redoublements dus à d'éventuels grands plis isoclinaux, qui sont connus par ailleurs dans cette même série de Makrinitza, le caractère originel et sédimentaire de la plupart des alternances observées ne peut être remis en cause. En outre, les niveaux qui ont livré des pyroxènes reliques témoignent de la nature magmatique ou tuffacée d'une partie des roches préexistantes. Il s'agit donc très probablement à l'origine d'une série de type volcano-sédimentaire, riche en tufs et laves basiques ;

- *paragenèses métamorphiques* : les minéraux signalés dans le tableau appartiennent, pour l'essentiel -en dehors des pyroxènes reliques et de quelques minéraux postérieurs- à une paragenèse principale caractérisée notamment par la présence de glaucophane et de lawsonite associée le plus souvent à des micas blancs phengitiques, de la pistachite ? et des chlorites. Les plagioclases sodiques, de type albitique lorsque la détermination a été faite, appartiennent à plusieurs générations ; les chlorites sont parfois tardives, la lawsonite et la pistachite également.

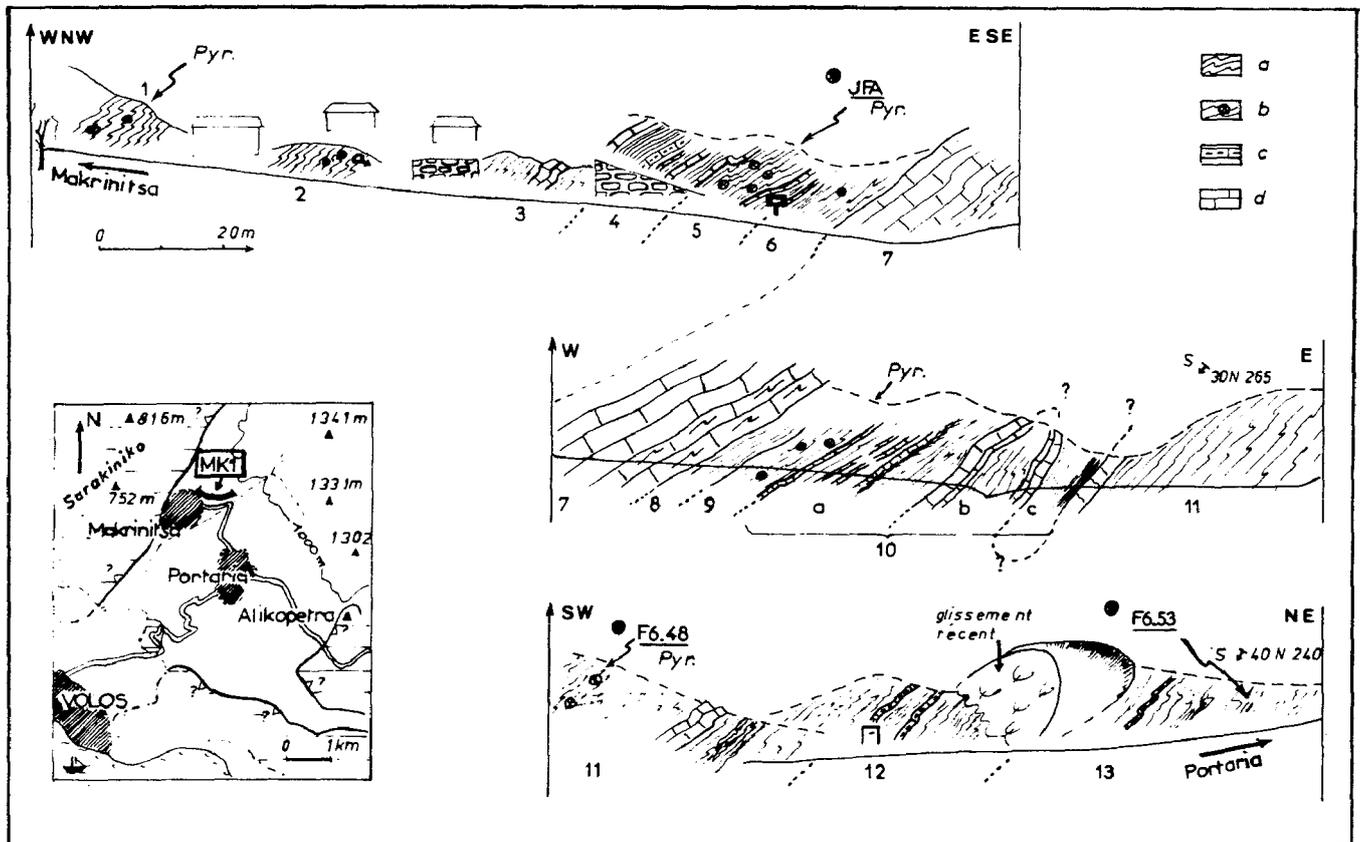


Fig. 187. - Série de Makrinitza-Zagora. Coupe de Makrinitza. Mk 1, fig. 186.

a. schistes divers. - b. schistes à pyroxènes reliques. - c. marbres à phyllosilicates - d. marbres (asterisques cerclés : échantillons analysés à la microsonde).

Numéros : voir texte.

Localisation Coupe Mk1		Min. Ech.	Q	Cc	Ab	M.bl.	Chl.	Pyr. anté	Amph. anté	Amph. v.p.inc.	Amph. bl.	Lw.	Ep.	Gr.	Ox-Op	divers	ROCHES	
Age : MESOZOÏQUE probable . TRIAS p.p. ? ou âge inconnu ?	1	F6.32	(+)		+		+	++ ₀			++	++			+	Pump?		
	2	33	++	++	++	++	+	++ ₀					++				méta { tuf ? basite	
	3	34		++	++			++								+		calcsch. à Ab.
	4	35	+	++	++	++	+									+		"
	5	36	(+)			+	++	+				++	++	+				Amphibolite
		JFA F6.37				+	++	++ ² _{(1)?}	++ ¹ _{vert} ₀			++ _I		(Pist.Zo) ++				" (ortho)
		38				++		++ ²	++ ₀		+ _{vs} Ab	+ _{CH.}		++				" (ortho)
		39	(+)	+	+	++	+							++				Micasch.
		40	(+)	+ _{rare}	++ ²			++ ²				++ ₁		++				Amphibolite
	6	41			++			++	+			+		++				"
	8	42	+			+	++	++					(+) WNER.	+		+		Chloritosch.
	9	43	++	++	+	++			++			++	+ _{Ep.}	++ ² ₁				Amphibolite
	10	a	44	++	++	+	++	++ ²			(+)		++	++ ²				
b		46	++	+	++ ²	++ ₁												Micasch.
11	47	++	+	++	++	+							++					"
	48	+	+	+	+	++	+	+		(+)	++	+	++					Amphibolite
12	49			++ ²	++	++										+		Chloritosch.
	50	(+)?		+	++ ¹	++ ²							++ ²					
13	52	(+)?	+		+	+						++	++					Sch. à Ep
	53	+	+		+	+						++	++					Micasch.

Tabl. III. 1. - Coupe de Makrinitza (fig. 187).

b. COMPLEMENTS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

Quelques faciès particuliers apparaissent dans le secteur plus méridional de Drakia-Agios Laurentios :

- le long de la route qui relie les villages d'Agria et de Drakia, à mi-chemin entre ces deux villages, un bloc d'une trentaine de mètres de longueur au moins, ressort au coeur des reliefs schisteux amollis (fig. 188). C'est une roche dure, massive, verdâtre, lardée de passées riches en amphiboles sodiques bleues, qui ressemble à l'oeil nu à une dolérite ou une diabase ;

- au microscope, on observe un ensemble de minéraux non orientés : plagioclase sodique, amphibole sodique assez pâle, lawsonite abondante, épidote (?), chlorite verte et des reliques d'amphibole vert foncé, probablement magmatique (cf. analyse minéralogique à la microsonde F5-127 ; tabl. III, 3 à 7).

Des schistes de couleur brunâtre existent dans le domaine occidental, sur la rouge d'Agios Laurentios par exemple. Cette couleur est en partie due à la présence de minéraux phylliteux brunâtres dont la détermination n'a pu être faite dans tous les cas.

S'il s'agit parfois de chlorites oxydées, en revanche, il est permis de penser que certains échantillons contiennent de la biotite ou plus probablement du stilpnomélane.

2. LES AFFLEUREMENTS ORIENTAUX.

Ces affleurements sont de très mauvaise qualité du fait de l'importance du couvert forestier (hêtraie) sur le flanc égéen du massif du Pelion, et il n'est pas possible de donner un aperçu lithostratigraphique à partir de coupes, comme dans le cas des affleurements de Makrinitza-Portaria. Les seuls affleurements intéressants sont ceux qui sont situés en bordure de route et notamment de celle qui relie Tsangarada à Zagora.

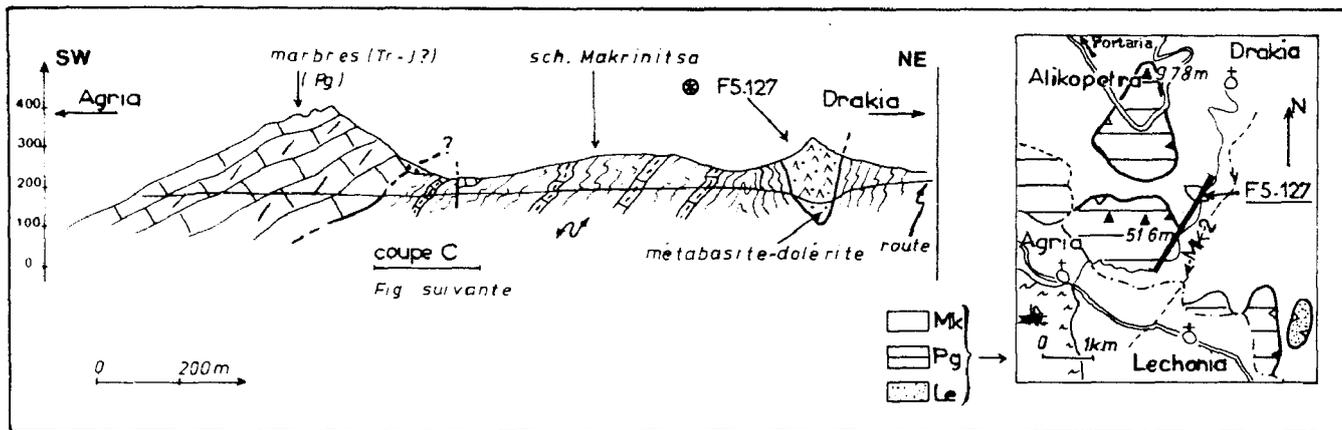


Fig. 188. - Série de Makrinitza-Zagora. Coupe Agria-Drakia Mk 2, fig. 186.

Mk. série de Makrinitza-Zagora. - Pg. niveaux carbonatés pélagoniens. - Le. klippes de Lechonia.

a. LISHOSTRATIGRAPHIE.

Les niveaux carbonatés, représentés le plus souvent par des calcschistes et des marbres blancs massifs, paraissent plus abondants que sur le flanc occidental du Pelion. Cependant, les marbres ne forment jamais des masses très importantes (inférieures à la centaine de mètres ?).

b. LES MINÉRAUX CONSTITUTIFS.

Les associations minérales les plus fréquemment observées entre Tsangarada et Zagora sont représentées dans le tableau (III 2). Les minéraux les plus fréquents sont : quartz, calcite, albite, mica blanc (phengite ?), chlorite verte, pistachite ou parfois zoïsite-clinozoïsite et sphène.

En outre, certains échantillons ont livré :

- des amphiboles vert pâle, de type actinote ;
- un mica d'un vert soutenu subuniaxe, de type biotite verte ;
- et enfin, du chloritoïde (près de Zagora).

localisation of légende	Ech.	Min.	Q	Cc.	Ab.	M. bl	Bi. v.	Chl.	Amph. anté	Amph. inc. vp	Amph. bl. bl.v.	Lw.	Ep.	Gr.	Ox. Op. divers	ROCHES	
TSANGARADA	F2. 237 (1)		-	++	++	+++	+ 2	+ 2					(P+Z) 2 +		+	calcsch.	
	F5. 285 (2)		++	+	+	++	+	+								Apat.? sph.?	micasch.
MAKRIRACHI	F7. 3 (3)		-	++	++	-		++					(P+Z, CE) ++		+	Apat.?	calcsch.
	F7. 23 (4)		+	++	++	+		++					+			sph.	"
POURI	F0. 123 (5)			+	++ 2	+		+		+ 1			+ 2				chloritosch.
	" 124 (6)		(+)?		++ 2	+		++		+ 1			++				"
ZAGORA	" 128 (7)		+	+	++			++					++		+	sph.	"
	" 128 (8)		+	(+)		+++		+							+	chloritoïde Tourm.	sch. micacé
CHANIA-EST	F7. 24 (9)		+	+	++	++		+	+				+			sph.	micasch.
	F0. 132 (10)				+ 2	-			+ 0	+ 1		(+)?	(P+Z, CE) +			Pump.?	amphibolite (ortho?)
	F0. 133 (11)		+		+			++					+	(Ep. zones)		rutile?	chloritosch.

Tabl. III. 2. - Série de Makrinitza-Zagora : les affleurements orientaux.

Situation des échantillons : voir carte générale en introduction de la série de Makrinitza-Zagora (1 à 11 fig. 186).

Des échantillons (FO-132 ; tabl. III 2), prélevés quelques kilomètres à l'Est de Chania (fig. 186), dans les principaux lacets de la route qui serpente sur le flanc égéen du Haut-Pelion, ont livré une paragenèse particulière à lawsonite (?) et grandes amphiboles. Celles-ci sont faiblement colorées (brun-vert) et de grande taille (plusieurs mm), ce qui laisserait supposer une origine éruptive. Leur bordure est incolore (actinote-trémolite ?) et il n'existe pas d'amphiboles bleues alors que celles-ci sont présentes juste à l'Ouest de Chania.

3. UN PROBLEME PARTICULIER : LE CONTACT AVEC LES MARBRES DE LA SERIE SUS-JACENTE.

Ce contact peut être analysé dans d'assez bonnes conditions, dans le secteur de Makrinitza et plus au Nord-Est, ainsi que sur la route d'Agrilia à Drakia plus au Sud (fig. 189). En revanche, la partie méridionale des schistes de Makrinitza est trop tectonisée (plis et failles) pour qu'il soit possible d'étudier, dans de bonnes conditions, ce passage aux marbres massifs sus-jacents.

a. LE SECTEUR DE MAKRINITZA.

J'ai pu analyser le contact entre marbres et schistes en plusieurs endroits (fig. 189 A et B), au pied de la falaise correspondant à la masse carbonatée (marbres pélagoniens) qui longe le village de Makrinitza installé sur les schistes sous-jacents. Du Nord-Nord-Est au Sud-Sud-Est, on peut faire les observations suivantes :

a1. Coupe au pied du mont Kolarisa (1 088 m) (fig. 189 A).

Les schistes, bleu-vert ou jaunâtres, à intercalations de cipolins, se terminent par une dizaine de mètres de schistes jaunâtres altérés, sur lesquels reposent la masse carbonatée principale qui débute par des marbres noirs en plaquettes passant vers la haut aux marbres et dolomies en bancs massifs.

a2. Coupe sur le flanc SW du canyon séparant le mont Kolarisa de la crête du Sarakino-Gastilas (fig. 196 b ; paragraphe : unités d'affinités pélagoniennes).

Près de la prise d'eau alimentant la ville de Volos, les marbres et dolomies en bancs massifs surmontent des schistes verts, microplissés, qui sont ici nettement tectonisés.

a3. Coupe de Makrinitza, au Nord du village.

Le contact est ici masqué par quelques mètres d'éboulis mais on note la présence de faciès à pyroxènes reliques à une cinquantaine de mètres de la base de la masse carbonatée.

a4. Coupe de Stagiades (fig. 189 B).

La piste reliant Ano-Volos à Stagiades au Sud Ouest de Makrinitza, recoupe le contact entre les schistes de Makrinitza et les marbres sus-jacents. Le contact, à pendage fort, paraît peu tectonisé ; la masse carbonatée repose ici par quelques mètres de marbres en plaquettes directement sur des schistes verts à pyroxènes reliques.

b. LA COUPE DE DRAKIA-ALIKOPETRA.

Sur la route Agria-Drakia, un élément de la masse carbonatée repose anormalement sur les schistes sous-jacents (fig. 189 C). Il est malheureusement difficile de dire s'il s'agit là d'un caractère représentatif de l'ensemble de la masse carbonatée dont le contact avec les schistes sous-jacents est masqué par des éboulis, ou s'il s'agit d'un élément "détaché" (par gravité par exemple) de celle-ci.

De même, il apparaît clairement que les marbres et dolomies en bancs massifs d'Alikopetra (fig. 189 C'), sur la route Portaria-Chania, reposent en contact tectonique sur les schistes sous-jacents. Pour ma part, il me paraît à peu près certain que ces marbres et dolomies représentent un élément de la masse carbonatée pélagonienne précédemment citée (Ferrière, 1976 a, 1979), contrairement à ce qu'envisagent d'autres auteurs (Davis et Jung, 1978).

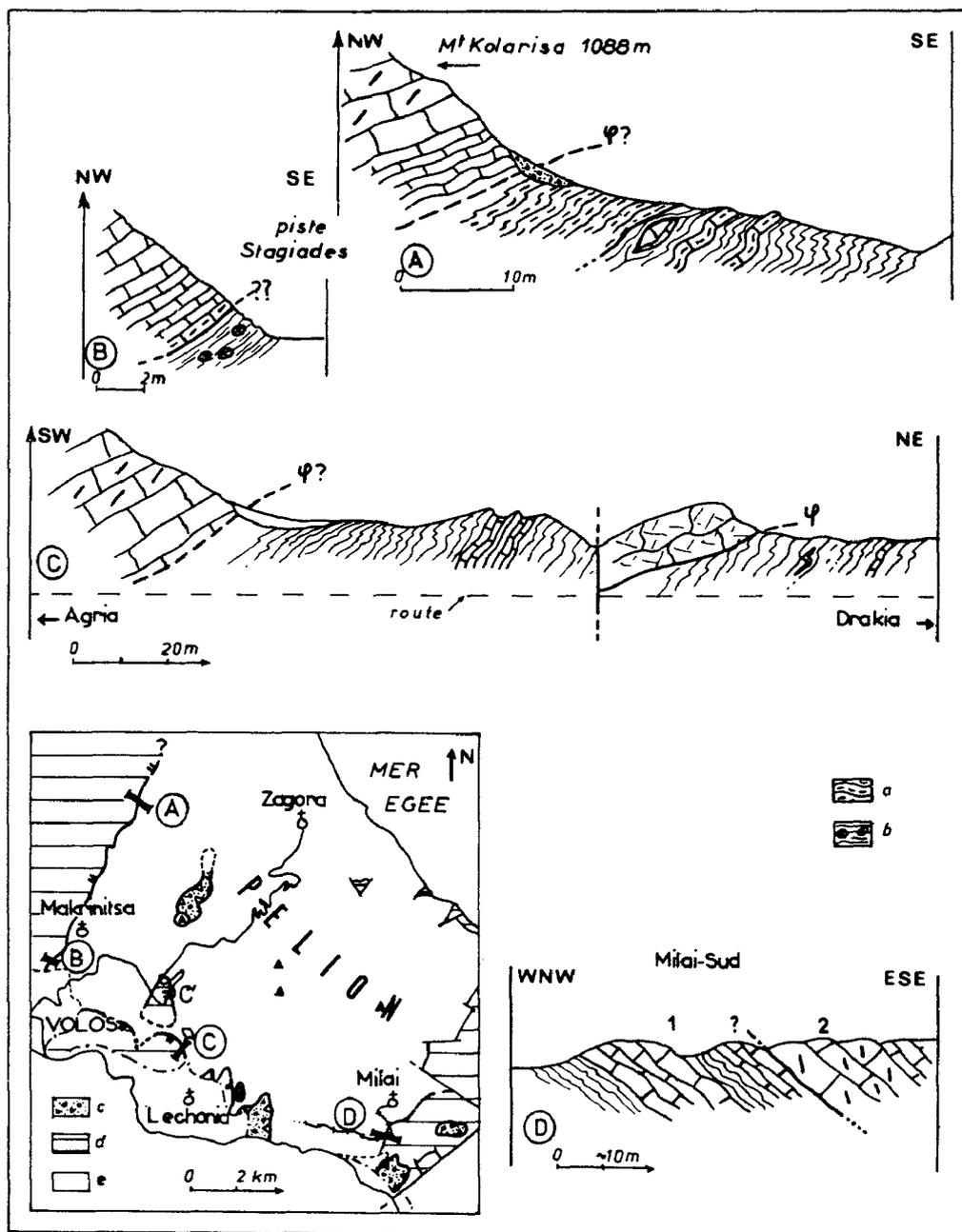


Fig. 189. - Série de Makrinitsa-Zagora. Analyse du contact entre les schistes et les marbres-dolomies pélagoniens sus-jacents.

Coupe. - a. schistes jaunes altérés. - b. schistes à pyroxènes reliques.

Carte. - c. unité de Lechonia. - d. niveaux carbonatés pélagoniens. - e. série de Makrinitsa-Zagora.

c. LES AFFLEUREMENTS MERIDIONAUX.

Au Sud de Milai (fig. 189 D), des masses dolomitiques (2) reposent normalement sur les marbres et schistes sous-jacents (1), mais le contexte général particulièrement complexe ne permet pas de déterminer avec certitude s'il s'agit du contact entre les masses carbonatées, d'affinités pélagoniennes, et la série de Makrinitsa sous-jacente.

d. SIGNIFICATION DU CONTACT ENTRE LES SCHISTES DE MAKRINITSA ET LES DOLOMIES ET MARBRES PELAGONIENS SUS-JACENTS.

Les observations rapportées ci-dessus montrent :

- une variation de la nature des faciès schisteux situés au contact de la masse carbonatée supérieure ; celle-ci semble toutefois mineure (position des schistes à pyroxènes reliques, etc...) et pourrait s'expliquer par des variations de faciès originelles ;

- une variation, là aussi peu importante, des faciès de base de la masse carbonatée, représentés parfois par des marbres noirs en plaquettes, parfois par des bancs carbonatés massifs ;

- la présence, au moins locale, de schistes plissés sous des marbres dont la surface de base n'est pas déformée.

Ces différents indices permettent d'envisager l'existence d'un contact tectonisé entre schistes et marbres, sans pour autant signifier que ce contact soit important, ce qui expliquerait l'absence de copeaux tectoniques étrangers dans ce contact (Ferrière, 1976 a).

Des arguments concernant l'interprétation de l'ensemble du dispositif structural du Pelion (Ferrière, 1976 b, 1979) m'avaient cependant conduit à admettre l'existence d'un contact tectonique majeur à ce niveau.

De nouvelles hypothèses, faisant intervenir des déplacements tangentiels différents (mais complexes), permettent désormais de concilier ces différentes observations et de considérer que les schistes de Makrinitza pourraient représenter la base de la série pélagonienne sus-jacente (cf. chapitre Tectonique, 4e partie), mais cela n'est toujours pas démontré.

C. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES.

Les principaux minéraux présents dans la série de Makrinitza sont reportés sur les tableaux III 1 et III 2. On y relève : quartz, calcite, albite, mica blanc, amphibole bleue, lawsonite, chlorite, pistachite, sphène, tourmaline, minéraux opaques, et du pyroxène relique. De l'amphibole calcique, de la biotite verte, et peut-être du chloritoïde, sont présents à l'Est du Haut-Pelion. De la piémontite a été observée dans des éboulis.

Selon les minéraux dominants, les roches ont des structures différentes : lépidoblastique (mica blanc, chlorite), granoblastique (épidote) ou nématoblastique (glaucothane), avec naturellement des intermédiaires entre ces types.

Une première analyse montre que si les affleurements occidentaux contiennent les minéraux caractéristiques des "schistes bleus" (métamorphisme HP/BT), il n'en est pas de même des affleurements situés sur le flanc égéen du massif du Pelion.

1. PRECISIONS SUR LA NATURE DES MINERAUX PRESENTS DANS LA SERIE DE MAKRINITZA.

Un certain nombre d'analyses à la microsonde électronique a été effectué sur les minéraux des schistes de Makrinitza, afin d'en préciser la nature, et par suite, de déterminer les conditions thermodynamiques qui ont présidé à leur genèse. Ces dernières seront discutées dans les conclusions générales de cette troisième partie.

Seuls la calcite et le quartz n'ont pas fait l'objet d'analyses particulières. Le quartz peut être parfois confondu avec les nombreux feldspaths non mâclés, présents dans les roches ; mais il s'en distingue par l'existence fréquente d'une extinction onduleuse et ses caractéristiques en lumière convergente (lorsque celles-ci peuvent être déterminées : minéraux suffisamment grands, mylonitisation faible de la roche...).

a. LES ECHANTILLONS ANALYSES.

a1. Localisation.

Les minéraux analysés proviennent de quatre échantillons différents, dont les analyses sont reportées sur le tableau III 3.

Trois d'entre eux ont été prélevés entre Portaria et Makrinitza (JF A, F6-48, F6-53, coupe Mk 1, fig. 186 et 187) ; le quatrième correspond à l'affleurement de metabasites situé en bordure de la route de Drakia (F5-127, coupe Mk 2, fig. 186 et 188).

Les roches de la partie orientale du Haut-Pelion appartenant à la série de Makrinitza n'ont pas été étudiées en détail à ce jour, les minéraux significatifs observés, tels que les amphiboles, étant de très petite dimension (aiguilles très fines d'actinote-trémolite).

Quelques données complémentaires seront empruntées aux auteurs ayant publié des analyses sur les roches et les minéraux des schistes de Makrinitza, plus particulièrement à Davis et Jung (1978) et surtout à Frost (1976), dans la mesure où cet auteur est l'un des seuls à avoir précisé correctement la position de la plupart des échantillons analysés. Les analyses fournies par ces auteurs ne concernent que le secteur de Portaria-Makrinitza.

a2. Analyses globales (tabl. III 3).

Les deux échantillons (F6-48 et JF A) contenant des pyroxènes reliques (endiopside ou augite, fig. 190), ainsi que l'échantillon (F5-127) à amphibole vert foncé relique, ont un chimisme compatible avec une origine éruptive de type basalte ou dolérite, notamment en ce qui concerne la silice ou les alcalins.

L'échantillon F6-53, qui ne contient ni pyroxène relique, ni amphibole sodique, mais de la lawsonite, est plus riche en silice.

Le nombre d'analyses est beaucoup trop faible pour qu'il soit possible de définir les tendances géochimiques précises de ce matériel éruptif, et notamment son appartenance à l'une des lignées magmatiques connues ; et ce d'autant plus que des migrations d'éléments, mêmes modestes, ont pu intervenir lors des événements métamorphiques.

Les analyses de pyroxènes reliques indiqueraient, selon Frost (1976), une tendance tholéitique (cf. *infra*). Les teneurs en TiO_2 et Al_2O_3 des roches analysées ne s'opposent pas à une telle interprétation.

SÉRIE MAKRINITZA : ANALYSES GLOBALES				
n°s éch.	JF-A	F6-48	F6-53	F5-127
Majours				
SiO ₂	52,84	55,64	58,79	52,07
Al ₂ O ₃	14,3	15,40	15,55	16,86
Fe ₂ O ₃	8,83	7,46	6,75	8,13
FeO	4,28	2,98	3,05	4,78
Fe ₂ O ₃	4,08	4,15	3,36	2,82
MnO	0,14	0,1	0,1	0,08
MgO	8,4	3,99	3,71	5,41
CaO	4,28	7,74	7,34	5,33
Na ₂ O	3,85	2,9	2,68	5,77
K ₂ O	3,58	1,53	0,89	0,39
TiO ₂	0,73	0,69	0,63	0,89
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,1	0,33
PF	3,2	3,41	3,7	3,52
TOTAL	100,32	99,02	100,24	98,78
H ₂ O ⁺	3,07	3,04	3,44	3,00
H ₂ O ⁻	0,21	0,13	0,10	0,13
CO ₂	0,32	0,56	0,47	0,46

Tabl. III. 3. - Série de Makrinitza : Analyses des roches (C.R.P.G. Nancy, quantométrie).

PYROXÈNES (série de Makrinitza)					
éléments	I Oxydes		Proportions atomiques (base O = 6)		
	JFA-1	JFA-2	JFA-1	JFA-2	
SiO ₂	50,0	50,2	Si	1,92	1,89
			Al ^{IV}	0,08	0,09
			Fe ³⁺	-	0,01
				2,00	2,00
TiO ₂	0,7	0,6	Ti	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	2,0	2,1	Al ^{VI}	0,01	-
Cr ₂ O ₃	0,2	0,0	Cr	0,01	-
Fe ₂ O ₃	1,3	4,3	Fe ³⁺	0,04	0,11
FeO	10,1	7,7	Fe ²⁺	0,33	0,24
MnO	0,1	0,3	Mn	-	0,01
MgO	14,2	14,7	Mg	0,82	0,83
CaO	18,4	18,7	Ca	0,76	0,76
Na ₂ O	0,3	0,5	Na	0,02	0,03
K ₂ O	-	-	K	-	-
TOTAL	97,3	99,2		2,00	2,00
Proportions moléculaires					
			JFA-1	JFA-2	
		Wo	39,02	38,62	
		En	42,07	42,23	
		FS	18,91	19,14	

Tabl. III. 4. - Série de Makrinitza : Pyroxènes (base O = 6).

Tabl. III. 4 à III. 7 : analyses à la microsonde électronique de Louvain, analyste : Vautier. Caractéristiques valables pour l'ensemble des analyses de la 3^{ème} partie : calcul de Fe₂O₃ - Amphiboles d'après Papike (1974) et Papike et al. (1974). Pyroxènes d'après Vieten et Hamm (1978). Phengites d'après Pingot et Vautier in Pingot (1981). Formules structurales - Epidotes et pumpellyites : programmes Pingot (1981) d'après Combs et al. (1976) et Offler et al. (1981). FeO^{*}: Fer total sous forme de FeO.

b. LES MINÉRAUX PROTÉROGÈNES.

b1. Les pyroxènes magmatiques (tabl. III 4 et fig. 190).

Les pyroxènes observés dans les schistes du secteur de Portaria-Makrinitza sont, avec quelques amphiboles vertes (*cf. infra*), les seuls minéraux qui soient, avec certitude, antérieurs à la première paragenèse métamorphique. Des bordures d'aegyrine s'observent également.

Ces pyroxènes sont plus ou moins bien conservés : des amphiboles bleues cristallisent sur leurs bordures ou dans les fissures, alors que des chlorites peuvent les remplacer partiellement ou en totalité.

Les analyses de pyroxènes, récentes et disponibles, se répartissent ainsi : neuf analyses provenant de quatre échantillons (Frost, 1976), une analyse correspondant à la moyenne de trois analyses provenant d'un même échantillon (Davis et Jung, 1978) et deux analyses relatives aux pyroxènes de l'échantillon (JF A) prélevé entre Portaria et Makrinitza. Deux autres analyses ont été tentées sur des pyroxènes déstabilisés de l'échantillon F6-48, mais ces analyses, caractérisées par de fortes teneurs en Na_2O , ne semblent pas correspondre à des pyroxènes.

Nature des pyroxènes : dans le diagramme Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite, les deux analyses effectuées (JF A) occupent le champ des augites, alors que celles publiées par Frost (1976) tombent pour la plupart dans celui des Endiopsidés. La différence en FeO (calculé) entre ces deux ensembles d'analyse est particulièrement sensible.

Signification : il s'agit incontestablement de pyroxènes d'origine magmatique, appartenant très probablement à d'anciennes roches effusives basaltiques s.l. (*cf. supra*).

b2. Autres minéraux protéroogènes.

Dans le bloc de metabasite présent à mi-chemin entre Agria et Drakia, il n'existe pas de pyroxène reconnaissable ; en revanche, j'ai pu y observer deux sections d'une amphibole vert foncé en voie de transformation en amphibole bleue. Quant aux éventuels plagioclases protéroogènes, ils sont tous transformés, et seule l'albite a pu être déterminée.

De même, juste à l'Est de Chania, sur la route de Zagora, vers l'altitude 990 m, un échantillon massif brunâtre montre des taches vertes millimétriques qui correspondent à des amphiboles, verdâtres à vert-brun très pâle, en lame mince. Ces amphiboles sont probablement d'origine magmatique.

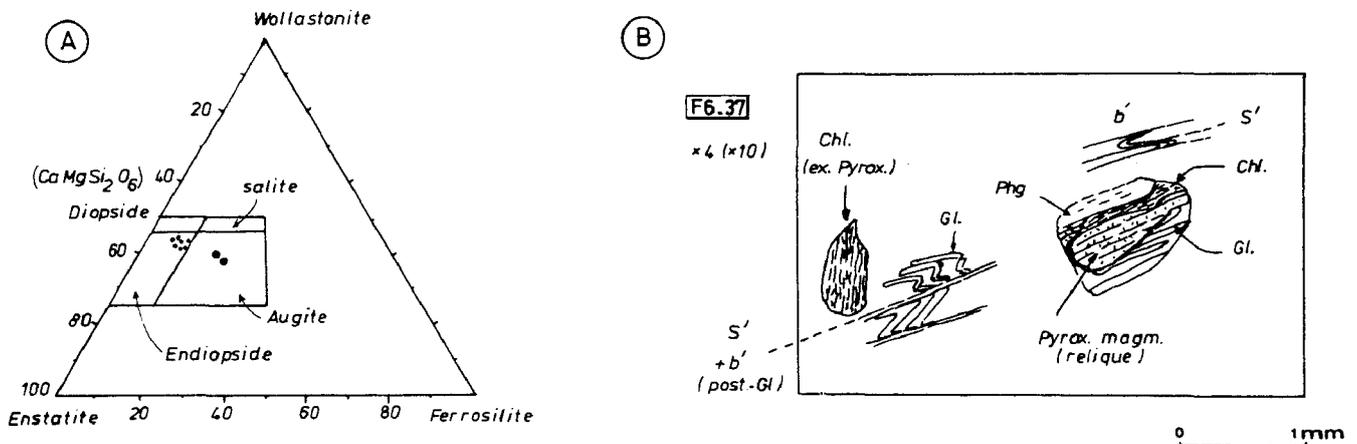


Fig. 190. - Les pyroxènes des metabasites.

Gros points : analyses Ferrière (augite). - petits points : analyses Frost (endiopside). - champs, d'après Deer et al. (1962)

c. LES FELDSPATHS (tabl. III 5).

Malgré la présence de métabasites d'origine éruptive, tous les feldspaths analysés se sont révélés être des plagioclases sodiques de type albite (Ab 99 à 100).

d. LES MICAS.

d1. Micas blancs (tabl. III 5 et fig. 191).

Les résultats personnels présentés ici sont limités et ne concernent que deux échantillons, mais une étude relativement complète (20 analyses) a été effectuée par Frost (1976) sur les micas blancs des schistes du secteur Portaria-Makrinitza.

Les résultats obtenus par cet auteur sont confirmés par mes propres analyses et celles de Davis et Jung (1978) (tabl. III 5 et fig. 191), à savoir que les échantillons analysés contiennent tous des micas blancs de type phengite. Cinq échantillons ont également livré des paragonites.

Le calcul des paramètres $P = \frac{Fe^{2+} + Mg^{2+}}{\Sigma (R^{2+} + R^{3+})}$ et $S = \frac{Si}{Al^{IV}}$ de Graeser et Niggli (1967) pour les différentes analyses (fig. 191 A) confirme le caractère phengitique des micas blancs présents dans les schistes de Makrinitza. Alors que Bocquet (1974) signale l'absence de corrélation entre P et S, pour des micas blancs phengitiques provenant des Alpes, la corrélation paraît ici particulièrement bonne ; elle pourrait être due au fait que Fe^{2+} a été ici calculé et non pas dosé.

Par ailleurs, les diagrammes $FeO + Fe_2O_3/Al_2O_3$ (en poids d'oxydes) de Miyashiro (1973) montre que ces phengites appartiennent bien au "Glaucophane schist facies" (fig. 191 B).

Les valeurs de Si observées sont conformes aux résultats attendus pour des micas blancs en équilibre dans ce type de faciès : Si est principalement compris entre 6,7 et 7,2.

d2. Biotite verte.

Dans le secteur oriental, les schistes contiennent des micas d'un vert soutenu, comparables, au microscope optique, aux biotites vertes des niveaux sus-jacents ("klippe d'Anilion"), dont l'analyse à la microsonde est donnée dans un chapitre ultérieur (tabl. III 16).

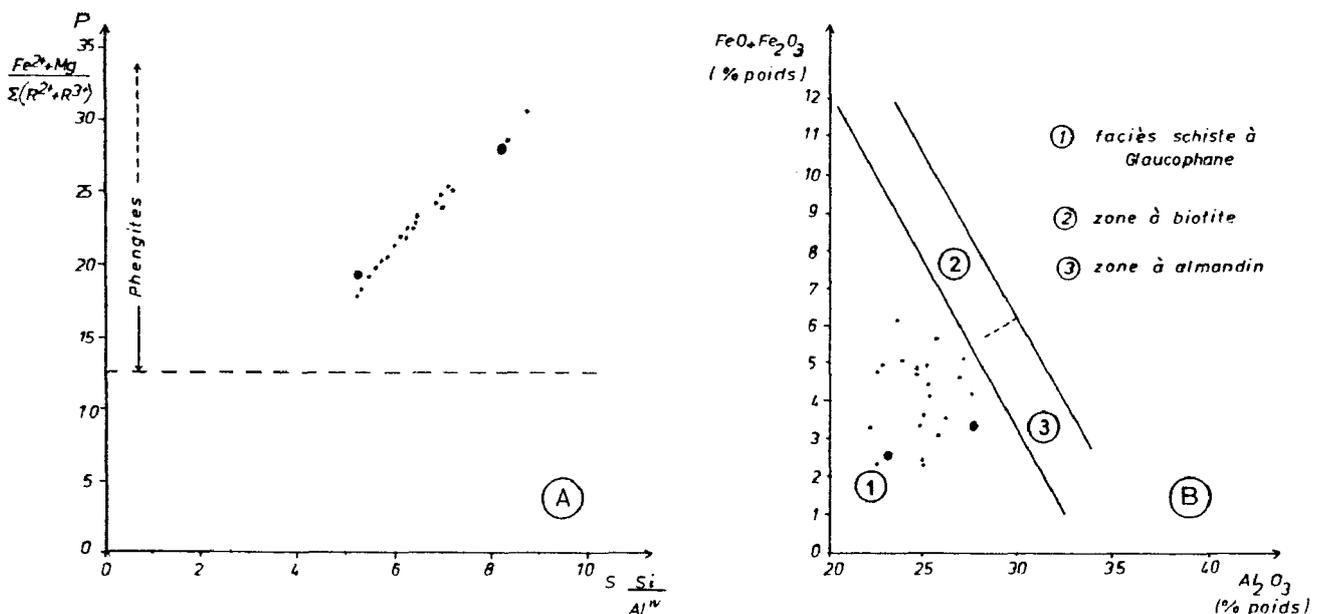


Fig. 191. - Micas blancs de la série de Makrinitza.

A. diagramme de Graeser et Niggli. - B. diagramme de Miyashiro (1973). - petits points : Frost, 1976. - gros points : analyses personnelles.

e. AMPHIBOLES.

e1. Les amphiboles sodiques (tabl. III 6 et fig. 192 A).

Cinq des analyses proposées proviennent de schistes (échantillons JF A et F6-48) prélevés dans la coupe Portaria-Makrinitza ; la sixième (F5-127) correspond aux metabasites de la route de Drakia. A cela s'ajoutent les analyses de Frost (1976) et de Davis et Jung (1978), correspondant respectivement à vingt-deux analyses de glaucophanes et deux moyennes (établies à partir de 2 et 4 échantillons) (+).

Les six amphiboles analysées à la microsonde sont des amphiboles sodiques, correspondant à des crossites et des glaucophanes s.s. dans le diagramme de Miyashiro (1957) (fig. 192 A). Les analyses de Frost occupent ces mêmes champs, ainsi que celui des ferroglaucophanes, pour de rares spécimens (deux amphiboles).

e2. Autres amphiboles.

Les amphiboles de teinte vert pâle (cf. actinote) du secteur oriental et méridional du Haut-Pelion (Tsangarada-Makririachi) sont souvent en très fines aiguilles qui n'ont pas permis de réaliser les analyses nécessaires ; ce travail est en cours sur des échantillons provenant du secteur de Zagora. Cependant des indications intéressantes peuvent être retirées de l'étude des amphiboles de la "klippe d'Anilion", où n'existent que des amphiboles vert pâle, essentiellement calciques, du groupe des actinotes (cf. série pélagonienne, 3e partie, chapitre II, paragraphe III, fig. 205).

Certaines amphiboles (au Sud-Est de Drakia par exemple) présentent un coeur bleu-violet et une bordure vert pâle ; mais il s'agit en général d'un passage progressif diffus.

D'autres échantillons montrent, à côté d'amphiboles bleues typiques bien développées, de très petites sections d'amphiboles très pâles, peu ou pas pléochroïques, rappelant des actinotes. Ces amphiboles vert pâle appartiennent très certainement à une paragenèse plus récente que la paragenèse principale à glaucophane-lawsonite, mais les dimensions restreintes de ces amphiboles font qu'il est parfois difficile d'apprécier leurs teintes et de déterminer leurs relations avec les autres minéraux.

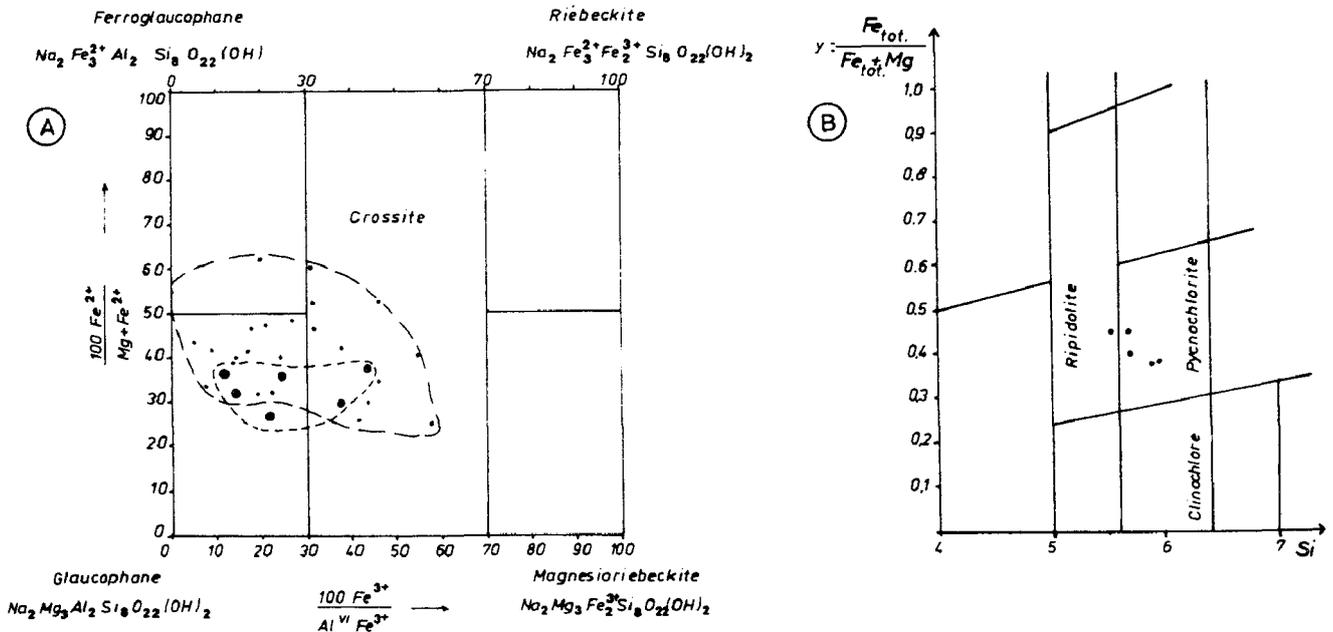


Fig. 192 A. - Les amphiboles sodiques (série de Makrinitza). Diagramme de Miyashiro (1957).

tirets courts, gros points : analyses Ferrière. - tirets longs, petits points : analyses Frost (1976).

Fig. 192 B. - Les chlorites. Diagramme de Hey (1954). Fe total sous forme de FeO.

(+) Je tiens également à remercier MM. Bonneau et Blake, qui m'ont transmis des résultats préliminaires concernant quatre échantillons prélevés dans cette série de Makrinitza. Selon Blake, de l'actinote accompagnerait effectivement le glaucophane.

SERIE DE MAKRINITSA													
FELDSPATHS						MICAS BLANCS (Phengites)							
% Oxydes (pds)			Prop. atomiques			% Oxydes (pds)			Prop. atom. (22 oxygènes)				
JFA	F6-53	F5-127	JFA	F6-53	F5-127	JFA	F6-53	JFA	F6-53	JFA	F6-53		
SiO ₂	67,59	67,00	66,83	Si	2,962	2,972	2,978	SiO ₂	53,86	50,20	Si	7,129	6,711
TiO ₂	-	-	-	Al ^{IV}	-	-	-	TiO ₂	0,04	-	Al ^{IV}	0,871	1,289
Al ₂ O ₃	20,38	20,16	19,84	Ti	-	-	-	Al ₂ O ₃	22,98	26,87		8,000	8,000
Cr ₂ O ₃	-	-	-	Al ^{VI}	1,053	1,054	1,042				Ti	0,004	-
Fe O *	0,05	-	0,07	Cr	-	-	-	Fe ₂ O ₃	2,01	3,33	Al ^{VI}	2,713	2,945
MnO	0,02	-	-	Fe ²⁺	0,017	-	0,025				Fe ³⁺	0,200	0,335
HgO	0,15	-	-	Mn	0,007	-	-	FeO	0,41	-	Fe ²⁺	0,046	-
CaO	0,05	0,03	-	Hg	0,096	-	-	MnO	-	-	Mn	-	-
Na ₂ O	11,35	10,98	11,07	Ca	0,022	0,015	-	MgO	5,49	3,89	Mg	1,083	0,775
K ₂ O	0,02	0,05	-	Na	0,964	0,945	0,956	CaO	-	-		4,046	4,055
				K	0,011	0,027	-	Na ₂ O	0,03	0,18	Ca	-	-
								K ₂ O	10,97	10,86	Na	0,008	0,047
TOTAL	99,59	98,22	97,81	TOTAL	4,994	4,974	4,979	H ₂ O	4,53	4,49	K	1,852	1,852
												1,860	1,899
				Ab	99,65	99,56	100,00	TOTAL	100,32	99,82	OH	4,000	4,000
				Or	0,12	0,29							
				An	0,23	0,16							

Tabl. III. 5. - Série de Makrinitza : Feldspaths (base O = 8).
Micas blancs (base O = 22).

AMPHIBOLES (SERIE DE MAKRINITSA)													
% OXYDES (pds)							PROP. ATOMIQUES (base : 23 Oxygènes)						
Ech.	JFA 1	JFA 2	F6-48 1	F6-48 2	F6-48 3	F5-127	Ech.	JFA 1	JFA 2	F6-48 1	F6-48 2	F6-48 3	F6-127
SiO ₂	56,94	57,59	55,02	55,54	56,29	56,68	Si	7,971	7,912	7,997	7,925	8,005	7,953
TiO ₂	0,04	0,11	-	-	-	0,09	Al ^{IV}	0,089	0,088	0,003	0,075	-	0,047
Al ₂ O ₃	9,45	10,07	6,31	7,67	8,39	10,83		8,000	8,000	8,000	8,000	8,005	8,000
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,01	-	0,05	-	Ti	0,004	0,011	-	-	-	0,009
Fe ₂ O ₃	2,37	4,20	7,53	6,86	4,30	2,05	Al ^{VI}	1,530	1,543	1,077	1,214	1,406	1,744
FeO	8,88	6,96	9,74	7,74	9,52	9,58	Cr	0,008	0,007	0,001	-	0,006	-
MnO	0,12	0,03	0,16	0,12	0,10	0,10	Fe ₃ ⁺	0,249	0,433	0,823	0,736	0,460	0,216
HgO	10,65	10,74	9,00	10,22	9,82	9,33	Fe ²⁺	1,040	0,801	1,184	0,924	1,132	1,125
CaO	1,14	0,18	0,26	0,41	0,15	0,06	Mn	0,014	0,003	0,020	0,015	0,012	0,012
Na ₂ O	6,48	7,57	6,76	6,78	6,77	7,11	Hg	2,222	2,199	1,950	2,173	2,081	1,951
K ₂ O	-	0,11	0,04	-	-	0,01		5,067	4,997	5,054	5,062	5,098	5,057
OH	2,14	2,18	2,06	2,10	2,11	2,14	Ca	0,171	0,026	0,040	0,063	0,023	0,009
							Na	1,759	2,016	1,905	1,875	1,867	1,934
							K	-	0,019	0,007	-	-	0,002
								1,930	2,062	1,953	1,938	1,889	1,945
TOTAL	98,28	99,80	96,89	97,44	97,50	97,98	OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tabl. III. 6. - Série de Makrinitza : Amphiboles.

f. LAWSONITE.

Quatre analyses à la microsonde, appartenant à trois échantillons différents (F5-127, F6-48, F6-53), ont confirmé l'existence de lawsonite dans les schistes de Makrinitza (tabl. III 7).

Cette lawsonite, qui est parfois en grands cristaux (1 mm ou plus), peut être très fraîche ou pseudomorphosée, pour partie, par de l'épidote et de la chlorite.

g. CHLORITES.

Les analyses de chlorites (cinq analyses provenant de quatre échantillons différents ; tabl. III 7) ont été reportées dans le diagramme de Hey (1954) (fig. 192 B). Elles correspondent surtout à de la pycnochlorite.

SERIE DE MAKRINITSA											
%	Ech. Oxydes	CHLORITE					LAWSONITE				EPIDOTE
		JFA	JFA	F6-48	F6-53	F5-127	F6-48	F6-48	F6-53	F5-127	F6-53
		1	2				1	2			
SiO ₂		27,90	28,34	27,08	26,74	27,03	37,27	37,20	37,38	37,07	37,82
TiO ₂		0,01	-	-	-	-	-	-	0,83	0,66	0,01
Al ₂ O ₃		17,76	17,36	19,11	20,45	19,31	32,49	31,61	30,91	31,87	26,58
Cr ₂ O ₃		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe O		18,90	18,98	22,45	20,71	19,92	0,42	0,68	1,64	0,08	Fe ₂ O ₃ 1052
MnO		0,26	0,39	0,31	0,23	0,28	-	-	0,26	-	0,03
MgO		20,17	20,16	18,56	17,57	18,51	0,01	-	0,17	0,02	0,02
CaO		0,06	0,03	0,03	-	-	16,20	16,46	15,95	16,41	23,23
Na ₂ O		-	-	-	0,27	0,02	-	-	-	-	-
K ₂ O		-	0,02	0,03	0,14	-	-	-	-	0,01	-
OH		11,42	11,44	11,40	11,57	11,36	11,21	11,12	11,21	11,17	3,58
TOTAL		96,49	96,73	97,97	98,69	96,43	97,61	97,07	98,37	97,29	98,21
Prop. atom.											
Si		5,856	5,936	5,691	5,540	5,701	1,992	2,004	1,999	1,988	2,963
Ti		0,002	-	-	-	-	-	-	0,036	0,027	0,001
Al		4,395	4,286	4,735	4,992	4,780	2,046	2,007	1,948	2,015	2,455
Cr		-	-	0,002	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺		3,318	3,324	3,587	3,515	3,947	0,019	0,031	0,074	0,004	Fe ³⁺ 0623
Mn		0,046	0,070	0,050	0,054	0,041	-	-	0,012	-	0,002
Mg		6,312	6,294	5,505	5,716	5,836	0,001	-	0,013	0,002	0,002
Ca		0,014	0,006	0,007	-	-	0,928	0,950	0,914	0,943	1,950
Na		-	-	-	0,109	0,007	-	-	-	-	-
K		-	0,005	0,007	0,037	-	-	-	-	0,0005	-
OH		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	2,000	2,000	2,000	2,000	-
TOTAL		27,943	27,922	27,901	27,943	28,035	6,985	6,992	6,993	6,978	9,528

Tabl. III. 7. - Série de Makrinitza : Chlorites (base O = 28), lawsonites (base O = 8), Epidotes (base O = 12,5)

h. EPIDOTES.

Il s'agit principalement d'épidotes de type pistachite, mais localement, de la zoisite est présente. L'analyse effectuée provient d'une roche très riche en épidote et lawsonite, prélevée dans la coupe Portaria-Makrinitza (F6-53). Par rapport aux trois analyses proposées par Frost (1976), celle-ci paraît beaucoup plus alumineuse et moins riche en fer. Les deux analyses publiées par Davis et Jung (1978) sont également moins riches en fer que celles de Frost.

De la piemontite est signalée par Davis et Jung (1978) et par Frost (1976) ; pour ma part, je n'ai observé ce minéral que dans des éboulis.

i. CARBONATES.

L'aragonite n'a pu être caractérisée dans les schistes bleus de Makrinitza (Frost, 1976) ; seules la calcite et la dolomite y sont représentées.

j. OXYDES DE FER.

L'oxyde de fer le plus représenté est l'hématite, alors que la magnétite est très rare (Frost, *op. cit.*).

k. AUTRES MINERAUX.

k1. Minéraux accessoires.

- *Sphène et apatite* : ils sont surtout abondants dans le secteur oriental du Haut-Pelion, où ils accompagnent actinote et/ou biotite verte ; mais on les rencontre aussi près de Chania par exemple.

- *Tourmaline* : il s'agit de petits cristaux de tourmaline verdâtre, présents aussi bien sur le flanc occidental (secteur d'Agios Laurentios, par exemple), que sur le flanc égéen du Haut-Pelion.

k2. Minéraux incertains.

- *Pumpellyite* : ce minéral est signalé par Frost (*op. cit.*) dans un unique échantillon de la série de Makrinitza, qui suppose que cela est dû à une composition particulière de la roche concernée. Deux échantillons prélevés près de Makrinitza ont montré des taches mal définies au microscope optique, qui rappellent la pumpellyite observée dans les unités d'affinités pélagiennes, mais ces minéraux n'ont pas été étudiés à la microsonde.

- *Biotite brune et stilpnomélane* : ces minéraux n'ont pas été reconnus avec certitude dans la série de Makrinitza. Des minéraux brunâtres, phylliteux, rappelant le stilpnomélane, existent à proximité d'Agios Laurentios, au Sud-Est de Portaria, mais il pourrait s'agir de chlorite brunâtre.

- *Chloritoïde* : Frost (1976) signale du chloritoïde dans un échantillon de roche provenant de la partie méridionale du Haut-Pelion. Malheureusement, ni l'analyse, ni la position géographique de cet échantillon ne sont précisées. Pour ma part, je pense avoir observé ce minéral dans un schiste très riche en mica blanc, provenant de la partie orientale du Haut-Pelion (route Zagora-Chania, juste à la sortie de Zagora, au fond de la plus importante vallée, près du pont), mais les cristaux sont de très petite dimension (analyses en cours).

- *Disthène* : Deprat (1904) cite la présence de disthène dans les terrains métamorphiques du Pelion, mais cela semble très improbable.

2. DISTINCTION DES DIFFERENTES PARAGENESES.

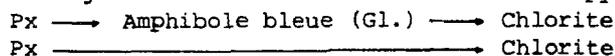
a. LES RELATIONS ENTRE MINERAUX.

a1. Les affleurements du flanc occidental du Haut-Pelion.

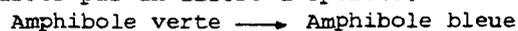
a1.1. Minéraux se développant à partir de minéraux préexistants.

Les successions signalées ne correspondent pas à des réactions simples ; celles-ci peuvent faire intervenir des composants extérieurs au minéral parent :

- *pyroxènes reliques* : on note autour de ces pyroxènes la présence d'auréoles successives, soit de pyroxène verdâtre (rare), soit d'amphibole bleue puis de chlorite verte. Ces minéraux envahissent également les cassures affectant les pyroxènes (fig. 190) :



- *amphiboles vertes reliques* : elles sont remplacées par de l'amphibole bleue dont elles sont séparées par un liseré d'épidote.



- *amphiboles bleues* : elles sont souvent remplacées par de la chlorite et plus rarement par une amphibole vert pâle ;

- *lawsonite* : de l'épidote, de la chlorite et du mica blanc peuvent se développer sur la lawsonite. Des amas calcitiques englobant des traces noirâtres ont par ailleurs des formes géométriques qui rappellent l'habitus de la lawsonite.

Lw → mica blanc → chlorite
Lw → épidote
Lw → chlorite
Lw → calcite (?)

a1.2. Minéraux poeciloblastiques.

- *Albites* : le cas le plus net est celui des albites tardives, qui englobent mica blanc, amphibole bleue, lawsonite, épidote et parfois même, de la chlorite (mais celle-ci s'est peut-être développée *in situ* à partir d'autres minéraux.

- *Epidotes* : dans certains échantillons, les pistachites contiennent des éléments de mica blanc et peut-être des aiguilles d'amphiboles, mais cela est surtout vrai pour les échantillons des secteurs de transition aux domaines oriental et méridional.

a2. Les autres affleurements.

Dans le secteur oriental par exemple, les minéraux les mieux représentés, outre le quartz et la calcite, sont : l'albite, la chlorite, la pistachite et accessoirement, l'amphibole vert pâle (actinote), le mica blanc et la biotite verte :

- *l'albite et la pistachite* (p.p.) sont poeciloblastiques et englobent du mica blanc, des aiguilles d'amphibole et parfois de la chlorite.

Dans la zone de transition avec le secteur de Portaria-Makrinitza, au Sud-Est de Chania et de Drakia par exemple, on rencontre des pistachites qui renferment des restes d'amphibole bleue, alors que le reste de la lame mince n'en montre pas, du fait d'une chloritisation intense des faciès ;

- *les amphiboles* : sous le faciès fibreux, ces amphiboles sont difficiles à analyser. En revanche, elles sont parfois de grande taille. Ainsi, sur la route entre Zagora et Chania, vers 990 m d'altitude, un échantillon de roche massive a livré des amphiboles de grande taille (origine magmatique probable), de teinte vert-brun assez clair. Celles-ci apparaissent zonées, leur bordure étant vert pâle à incolore (actinote) :

Amphibole vert-brun (pâle) → Amphibole vert pâle (actinote)

Par ailleurs, cette amphibole initiale est parfois totalement transformée en mica blanc et chlorite :

Amphibole vert-brun (pâle) → mica blanc
→ chlorite

b. LES RELATIONS ENTRE MINÉRAUX ET STRUCTURES TECTONIQUES (tabl. III 8 B).

b1. Le secteur occidental.

b1.1. Orientation des minéraux : les schistosités.

Deux schistosités (S1 et S2) affectent ces affleurements occidentaux :

- la première, S1, correspond à une foliation soulignée par la plupart des minéraux cités, à savoir : quartz, calcite, albite, mica blanc et amphibole bleue. Les autres minéraux sont plus difficiles à situer par rapport à cette structure planaire : la lawsonite est souvent présente dans S1, mais parfois très oblique par rapport à cette surface ; la pistachite apparaît parfois alignée dans S1, mais peut être nettement postérieure, comme c'est aussi le cas pour certaines albites. Enfin, alors que les chlorites paraissent tardives par rapport aux minéraux répartis dans ces plans S1, certaines d'entre elles sont malgré tout antérieures à S2 ;

- la seconde schistosité, S2, est plus ou moins pénétrative. C'est parfois la schistosité la plus visible sur le terrain (*cf.* route de Drakia, à mi-distance entre Agria et Drakia), mais le plus souvent, il s'agit d'une schistosité de crénulation qui ne masque pas totalement la première schistosité. Cette seconde schistosité est liée à de très nombreux plis (b2) dont elle souligne le plan axial. Dans ces plans S2, ne se développent que des minéraux déjà signalés dans la première schistosité S1, à savoir le mica blanc et, avec plus ou moins de certitude selon les cas, pistachite, chlorite, albite et amphibole bleue. Des doutes subsistent quant à la nature exacte de cette deuxième génération de minéraux, car les minéraux étant les mêmes dans S1 et S2, on ne peut pas toujours exclure l'existence de réorientations des minéraux de la première génération.

Certains minéraux sont nettement postérieurs à S2 ; c'est le cas de grands cristaux poecilites d'albite et peut-être de certaines épidotes.

Enfin, des minéraux de grande taille (jusque 3 mm) sont moulés par S1 et sont donc antérieurs à celle-ci. C'est le cas des nombreux pyroxènes dont l'analyse chimique confirme qu'il s'agit bien de minéraux protérogènes (reliques) d'origine magmatique.

b1.2. Les minéraux déformés.

Dans les charnières des plis b2, certains minéraux sont tordus et cassés : il s'agit surtout de micas blancs et plus rarement d'amphibole bleue.

b2. Les autres secteurs.

Les corrélations entre schistosités des secteurs oriental et occidental sont difficiles à effectuer.

Dans le secteur oriental, la schistosité de crénulation (S') reprend une foliation (S) à micas blancs et parfois épidote (et chloritoïde) où l'on n'observe pas de reliques d'amphibole bleue ni de lawsonite. Il est ainsi difficile de déterminer si S' est équivalent de la S2 du secteur de Makrinitza-Portaria.

Au microscope, les échantillons montrent surtout des minéraux tels que chlorite, albite et parfois biotite verte, qui sont peu déformés.

Les rares actinotes observées sont antérieures à une faible schistosité S' ou S'' et alignées dans la foliation principale de la roche (S).

c. DONNEES RADIOMETRIQUES.

Les données rapportées ci-dessous correspondent à des résultats préliminaires obtenus dans le cadre d'un travail en collaboration avec Altherr, Kreuzer, Harre et Seidel. Il s'agit de datations faites sur micas blancs par la méthode K/Ar.

c1. Les résultats (cf. tabl. III 8 A).

	Echantillon (fraction μm)	Atm- Ar (nl/g STP)	Rad-Ar (nl/g STP)	K (% pds)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ x 10^{-3}	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	K/Ar datation (M.a.)
AFFLITS OCCIDENTAUX PORTARIA-CHANIA	Pi-3 (Pheng)	1,34	7,79	7,75	1149	2023	25,69 m.a.
	125-63 μm	4	5	4			22
	Pi-4 (Pheng)	0,374	8,52	8,12	4315	7060	26,80
	125-63 μm	31	5	45			22
	Pi-6 (Pheng)	0,978	5,327	5,41	1098	1912	25,16
	125-63 μm	28	39	3			13
	Pi-7 (Mica bl.)	0,53	9,10	8,05	3015	5390	28,9
250-125 μm	4	26	45			9	
(Mica bl.)	0,84	8,37	8,12	1902	3252	26,56	
125-63 μm	3	6	3			24	
AFFLITS ORIENTAUX MAKRIRACHI	Pi-8 (Mica bl.)	1,08	5,604	7,76	1424	1833	18,49
	125-63 μm	6	34	4			15

Tabl. III. 8 A. - Série de Makrinitza-Zagora : Datations K/Ar sur micas blancs (travail en collaboration avec Altherr, Harre, Okrusch et Seidel de Braunschweig).

Constante recommandée par I.U.G.S. (Steiger et Jäger, 1977, E.P.L. 36 : 359-362).
Deuxième ligne : limite de la précision analytique du laboratoire (95%).

c2. Interprétation.

Les âges obtenus paraissent très récents par rapport au calendrier des phases tectono-métamorphiques connues dans les Hellénides orientales. Dans la mesure où ces âges concernent les micas blancs, on peut penser qu'ils correspondent à la fermeture des réseaux des micas blancs nés ou réactivés lors des événements liés à la genèse des plis b2(+).

L'âge de la paragenèse principale est plus difficile à définir du fait des rajeunissements dus à cette deuxième phase (cf. *infra*, paragraphe Conclusions).

d. LES PARAGENESES SUCCESSIVES : BILAN.

d1. Succession type.

De ce qui précède, il ressort que le contenu minéralogique des terrains métamorphiques du flanc occidental du Haut-Pelion est ainsi constitué (tabl. III 8B) :

- des minéraux protérogènes : ce sont surtout des pyroxènes et quelques amphiboles vertes d'origine magmatique ;
- une première génération de minéraux de métamorphisme (M1) comprenant globalement : quartz, calcite, albite, mica blanc (phengite), amphibole bleue (glaucophane s.s. et crossite), lawsonite, chlorite, pistachite, tourmaline, sphène, hématite et apatite, formant différentes associations liées à la schistosité principale S1. Parmi ces associations, on note en lame mince, avec quartz, albite, ± calcite, ± chlorite :
 - . phengite, épidote
 - . phengite, épidote, glaucophane-crossite
 - . phengite, épidote ?, lawsonite
 - . phengite, épidote ?, lawsonite, glaucophane-crossite.
 Certaines chlorites, bien qu'antérieures à S2, paraissent tardives par rapport à cette première paragenèse ;
- un second ensemble de minéraux de métamorphisme (M2), postérieur à M1, qui pourrait être lié pour partie à S2 et b2, avec essentiellement : mica blanc, albite, chlorite, épidote, amphibole bleue et/ou vert pâle (?) ;
- des minéraux tardifs, tels que certaines albites et épidotes poeciloblastiques (M3)

		Anté-S1	Anté.Crét.sup. ou Tertiaire S1 / b1	Tertiaire S2 / b2	Post.
PELION occidental	Ab.	Magm.	_____	_____	_____
	Amph. v. br.	_____	_____	_____	_____
	Gl.	_____	Gl1	Gl2?	_____
	Act.	_____	_____	_____	_____
	Px.	_____	_____	_____	_____
	M. bl.	_____	_____	_____	_____
	Epid.	_____	_____	_____	_____
	Chl.	_____	_____	_____	_____
Lw.	_____	_____	_____	_____	
PELION oriental	Ab	_____	S	S'	S''
	Amph. v. br.	_____	_____	_____	_____
	Gl.	_____	_____	_____	_____
	Act.	_____	_____	_____	_____
	M. bl.	_____	_____	_____	_____
	Epid.	_____	_____	_____	_____
	Chl.	_____	_____	_____	_____
	Bi. v.	_____	_____	_____	_____
Chloritoïde	_____	_____	_____	_____	
Lw.	_____	_____	_____	_____	

Tabl. III 8 B. - Série de Makrinitza-Zagora : paragenèses successives.

(+) Ces résultats, et ceux relatifs aux autres séries métamorphiques du secteur étudié, seront publiés prochainement dans une note commune.

d2. Le problème des affleurements orientaux de la série de Makrinitza.

Le problème posé par ces affleurements orientaux -et même sud-orientaux- de la série de Makrinitza, est lié au fait que ceux-ci n'ont livré ni glaucophane, ni lawsonite (Ferrière, 1976 a, 1977, 1979 ; Davis et Jung, 1978), malgré la diversité des types lithologiques rencontrés.

Il est vrai que la lithologie d'ensemble n'est pas la même que dans le secteur de Portaria-Makrinitza ; entre Zagora et Tsangarada, il manque notamment -au moins dans les affleurements étudiés- les metabasites à pyroxènes d'origine effusive ou filonienne observées à l'Ouest et dans lesquelles glaucophane et lawsonite se développent particulièrement bien. Il faut cependant remarquer que de telles metabasites existent dans la "klippe" d'Anilion (série pélagonienne) et que celles-ci contiennent des minéraux identiques à ceux des schistes sous-jacents (série de Makrinitza orientale), à savoir : albite, biotite verte, amphibole calcique (actinote), chlorite, pistachite, sphène.

Deux associations minéralogiques peuvent être définies : une association ultime (Mb), à chlorite, pistachite et biotite verte surtout, et une association antérieure (Ma), à phengite, épidote et probablement actinote et chloritoïde (?).

Diverses corrélations chronologiques sont envisageables entre les associations orientales et occidentales.

L'association Ma, dépourvue de glaucophane et lawsonite, peut être soit postérieure à M1, soit contemporaine de M1, mais caractérisée par des conditions de température et de pression différentes :

- en faveur de la première hypothèse (Ma post. M1), on peut retenir :
 - . les données radiométriques (*cf. supra*) ; les micas blancs des schistes paraissant légèrement plus jeunes à l'Est (18-19 MA) qu'à l'Ouest (entre 25 et 29 MA) ; mais des interprétations différentes peuvent être envisagées pour expliquer ces résultats ;
 - . l'existence de reprises des paragenèses schistes bleus (M1) par des minéraux du faciès "schistes verts" (M2) à l'Ouest ; on aurait ainsi Ma = M2 ;
- la seconde hypothèse (Ma = M1) s'appuie sur les arguments suivants :
 - . la position des schistes orientaux au sein de la série de Makrinitza, qui peuvent représenter la partie la plus profonde de la série de Makrinitza, où des températures plus importantes qu'à l'Ouest auraient pu être atteintes ; la présence de paragenèses identiques dans la "klippe" sus-jacente d'Anilion donne assez peu de valeur à cet argument ;
 - . l'absence apparente de reliques minérales du faciès "schistes bleus" dans (Ma) ;

- une hypothèse intermédiaire peut être également proposée : les paragenèses de type "schistes bleus" auraient existé à l'Est, mais auraient disparu dès la fin du premier épisode métamorphique ; ainsi on aurait Mb = M2 et Ma = partie terminale de M1, l'épisode principal M1 étant commun aux deux secteurs, mais totalement occulté par les recristallisations ultérieures à l'Est.

D. LA SERIE DE MAKRINITSA : BILAN DES OBSERVATIONS ET INTERPRETATIONS.

1. LITHOSTRATIGRAPHIE.

a. NATURE DES TERRAINS.

a1. Les faits (fig. 193).

La série de Makrinitza est constituée par une alternance de schistes, de calcschistes et de marbres ne formant jamais de puissantes formations, auxquels s'ajoutent des roches magmatiques "basiques" (métabasaltés, métadolérites et métatufs ?). Malheureusement, la nature même de cette série et l'importance des transformations tectono-métamorphiques qu'elle a subies font qu'il n'est pas possible de reconstituer précisément la succession stratigraphique initiale.

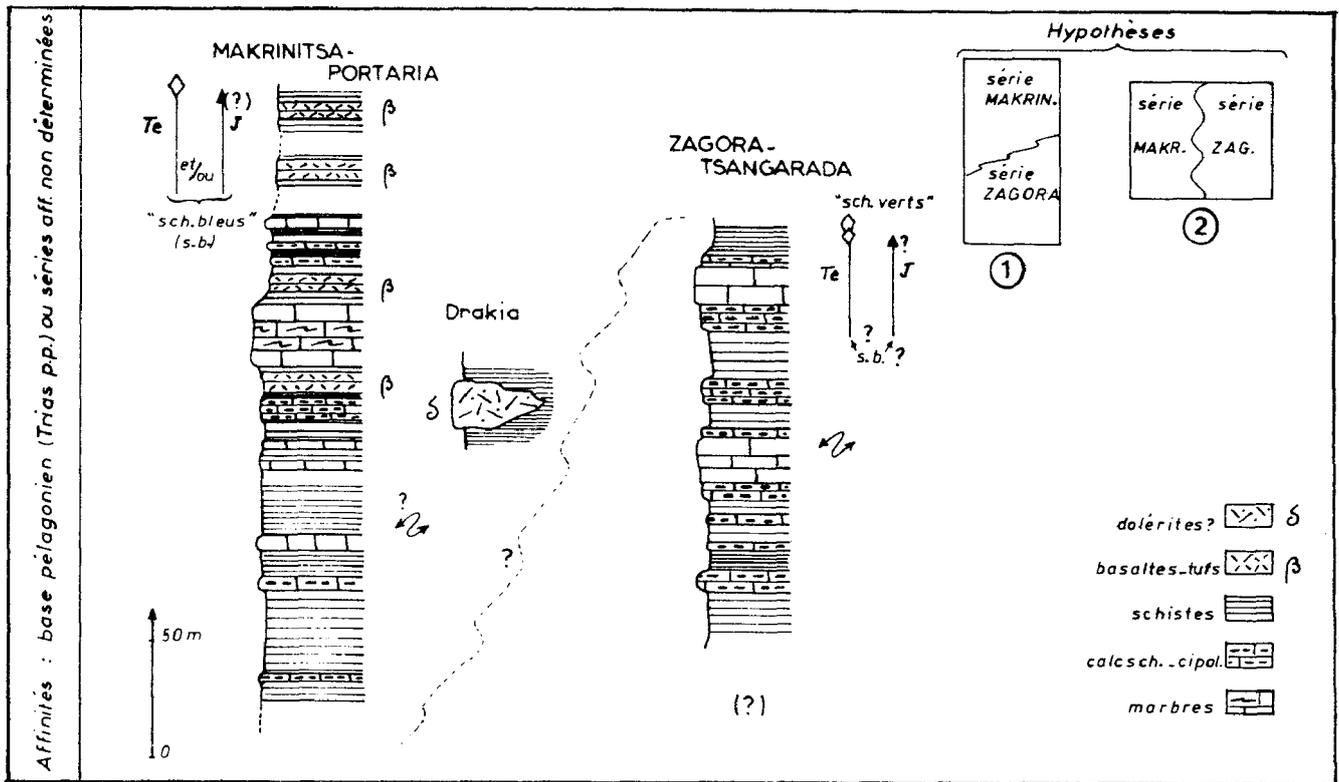


Fig. 193. - Série de Makrinitsa-Zagora. Colonnes synthétiques.
 Les hypothèses 1 et 2 (coin supérieur droit) concernent les relations entre les séries de Makrinitsa et de Zagora, cette dernière étant soit la base de la première (hypothèse 1), soit un équivalent latéral.

Des variations lithologiques peuvent être notées entre les différents secteurs d'affleurement de la série de Makrinitsa, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agisse de variations horizontales ou verticales de faciès, ou même d'unités tectoniques différentes -il n'existe pas d'argument particulier en faveur de cette dernière hypothèse-, tant sont grandes les difficultés d'analyse sur le versant égéen, couvert d'une végétation abondante. Ainsi, si les formations volcano-sédimentaires sont bien représentées dans le secteur Portaria-Makrinitsa, elles semblent rares ou absentes dans les secteurs orientaux et méridionaux du Haut-Pelion ; ceux-ci, en revanche, paraissent plus riches en termes carbonatés (marbres plus épais, et calcschistes).

Aucun corps péridotitique pouvant rappeler les ophiolites n'a été reconnu dans cette série.

a2. Interprétation.

La série de Makrinitsa apparaît dépourvue des épaisses formations carbonatées ou détritiques grossières qui caractérisent les séries déposées à faible profondeur. Cette constatation conduirait plutôt à envisager un milieu de dépôt relativement profond, mais il faut aussi tenir compte d'éventuelles perturbations causées, au niveau de la sédimentation, par des phénomènes particuliers tels que le volcanisme, dont la réalité est indiquée par la présence de roches magmatiques basiques, essentiellement effusives dans certains secteurs. Une comparaison intéressante peut être établie avec les milieux de sédimentation où sont nées les formations volcano-sédimentaires du Trias moyen des Hellénides dont la profondeur devait être variable selon les cas (cf. maliaque ou pélagonien).

Il faut par ailleurs remarquer que les métaradiolarites (métacherts) ne paraissent pas très développés dans cette série, alors qu'ils sont bien reconnaissables dans d'autres séries métamorphiques des massifs du Pelion et de Velanidia ; cette dernière observation ne milite pas en faveur de l'existence d'un bassin de sédimentation qui aurait été profond pendant une longue période de temps.

b. AGE DE LA SERIE.

b1. Arguments paléontologiques.

La recherche des fossiles n'a abouti qu'à des résultats négatifs, notamment en ce qui concerne les Conodontes qui ont pourtant été activement recherchés.

b2. Les limites d'âge envisageables.

Les âges des événements tectoniques qui affectent la série de Makrinitza (déduits de la géométrie des déformations), et les données radiométriques obtenues sur les micas blancs (*cf. supra*) indiquent qu'une partie de ces événements est d'âge tertiaire. Un doute subsiste quant à l'âge de la première phase, qui peut être soit tertiaire, soit anté-Crétacé supérieur (paragenèse M1-Ma, plus b1).

Le calendrier des phases établi dans le secteur étudié (*cf. conclusions générales de la deuxième partie*) ou dans d'autres régions (Mercier et Vergely, 1972, 1977) permet de penser que l'une des phases tectono-métamorphiques (b2, S2, de direction transverse NE-SW) affectant la série de Makrinitza est plus précisément d'âge éocène moyen-oligocène. De ce fait, la série de Makrinitza doit être plus ancienne. L'absence de formations de type flysch, connues à la partie supérieure de toutes les séries internes et externes, conduirait même à admettre qu'il s'agit plutôt d'une série mésozoïque (ou plus ancienne).

b3. Rapports avec les marbres sus-jacents.

La série de Makrinitza est surmontée par des marbres d'affinités pélagoniennes datés pour partie du Trias (supérieur ?), dont elle est séparée par un contact présentant des traces de tectonisation, mais dépourvu de copeaux tectoniques particuliers. En fonction de l'interprétation de ce contact, on peut envisager des solutions variées :

- si le contact observé n'est que le résultat d'une disharmonie importante, la série de Makrinitza correspond alors à la base normale des marbres sus-jacents (Deprat, 1904 ; Tataris, 1971 ; Ferrière, 1973, 1976 a ; Katsikatsos *et al.*, 1980), et on peut lui assigner un âge triasique (inférieur-moyen) et peut-être paléozoïque p.p. (?). La nature volcano-sédimentaire des faciès du secteur occidental s'accorde bien avec cet âge triasique, puisque de tels faciès sont abondants au Trias moyen dans les Hellénides (Celet *et al.*, en prép.) ; mais l'épaisseur apparente de la série de Makrinitza paraît surprenante dans cette hypothèse ;

- s'il s'agit d'un contact tectonique majeur, les schistes bleus apparaissent en fenêtre sous les marbres pélagoniens (Ferrière, 1976c, Dercourt *et al.*, 1977), et dans ce cas, leur âge et leurs affinités -internes ou externes- ne peuvent être précisés sans l'apport d'informations supplémentaires.

2. LES RECRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES.

a. NATURE ET CHRONOLOGIE DES RECRISTALLISATIONS.

Dans le secteur occidental de Portaria-Makrinitza, on note la présence des minéraux suivants : quartz, calcite, albite, phengite, amphibole bleue (glaucofane s.s. et crossite), lawsonite, pistachite, chlorite, tourmaline, sphène, hématite et apatite.

Dans le secteur oriental de Tsangarada-Zagora, les terrains rapportés à la série de Makrinitza montrent des associations minéralogiques quelque peu différentes, dépourvues de glaucophane et de lawsonite, contenant : quartz, calcite, albite, mica blanc, chlorite, sphène, apatite, mais aussi une amphibole vert pâle de type actinote, de la biotite verte et peut-être du chloritoïde (*cf. supra* ; paragraphe C, 2, d).

Dans le secteur occidental notamment, il est clair que ces minéraux ne correspondent pas à un seul et même événement métamorphique (Tabl. III 8 B).

b. AGE DES RECRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES.

Ce sujet sera également abordé dans la quatrième partie de ce mémoire, consacrée à la tectonique.

Le problème essentiel concerne l'âge de la paragenèse à glaucophane-lawsonite (M1). S'agit-il d'évènements uniquement tertiaires ou bien de recristallisations nées, pour partie au moins, lors des phases paléohelléniques et reprises au Tertiaire ?

L'existence de recristallisations d'âge tertiaire est déduite des faits suivants :

- les données radiométriques (K/Ar sur phengites) : les âges obtenus sont très récents : 28 MA pour le plus ancien dans la partie occidentale, et de l'ordre de 18 MA dans la partie orientale ;

- l'existence de minéraux (phengites notamment) apparemment liés à des déformations (b2, S2), et de minéraux (albite, chlorite, épidote) postérieurs à ces déformations, dont les caractéristiques évoquent celles des phases tertiaires (cf. 4e partie) ;

- les comparaisons avec les régions voisines, où de telles paragenèses tertiaires, de type "schistes bleus", sont connues, que ce soit au Nord du Pelion, en Ossa (Derycke *et al.*, 1974 ; Godfriaux et Pichon, 1978, 1980), ou au Sud, en Eubée (Aubouin et Guernet, 1963 ; Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b ; Bavay *et al.*, 1980 a, b) et dans les Cyclades (Altherr *et al.*, 1977 ; Bonneau *et al.*, 1980 a, b).

L'existence possible de phases de recristallisation anté-Crétacé supérieur s'appuie sur les arguments suivants :

- la présence de minéraux de métamorphisme (paragenèse glaucophane-lawsonite (M1)) antérieurs à des structures tectoniques (b2, S2) supposées représenter les phases tertiaires précoces (cf. 4e partie). Cet argument n'est pas capital car M1 et M2 pourraient représenter deux épisodes d'une même période orogénique continue d'âge tertiaire ;

- l'existence, dans le secteur étudié, d'un métamorphisme anté-crétacé supérieur certain affectant les séries lithologiquement comparables à celle de Makrinitza, au Nord de Mikro Vounon par exemple (Celet et Ferrière, 1978 ; Richard, 1980), bien qu'il semble que ce métamorphisme soit plutôt de type "schistes verts" ; ce qui impliquerait des évolutions latérales des types métamorphiques entre Mikro Vounon et le Pelion, dans cette hypothèse.

III. LES SERIES D'AFFINITES PELAGONIENNES (PELION)

Elles affleurent selon trois bandes, de direction transverse par rapport à l'allongement du massif du Pelion et surtout de la presqu'île de Magnésie. Ce sont, du Nord au Sud (fig. 194) :

- les affleurements septentrionaux des monts Sarakino-Gastilas (au Nord de Volos) et Megavouni (546 m) plus à l'Ouest. Ce sont les plus importants en superficie et ils se prolongent vers le Sud-Est jusqu'à Agria d'une part, et vers le Nord au-delà de Keramidi d'autre part ;

- les affleurements médians, distribués sur une transversale comprenant les villages de Koropi, Milai, Tsangarada, auxquels nous rattacherons les petits affleurements d'Anilion ;

- les affleurements méridionaux des monts Sarakiniko (621 m) et Longaria (342 m), entre Trikkeri et Platania, dont l'appartenance au domaine pélagonien paraît indiscutable, même s'il peut s'agir d'une unité différente des affleurements précédents.

A. HISTORIQUE.

Avant la mise en évidence des affinités pélagoniennes de ces différents affleurements (Ferrière, 1973 b, 1976 a, b, c, 1979 ; Ferrière *in* Dercourt *et al.*, 1977), ces derniers n'avaient pas fait l'objet de travaux particuliers. Certains d'entre eux avaient été, à l'occasion, signalés dans des publications générales (Deprat, 1904 ; Tataris, 1975) ou dans des travaux consacrés à des sujets particuliers tels que les filons magmatiques (Tataris, 1960) ou les bauxites (Tataris, 1971) mais leur signification n'avait pas alors été véritablement discutée. Cependant, divers auteurs avaient noté la ressemblance entre les marbres du Sarakino, au Nord de Volos, et ceux du Chlomon, en Othrys orientale (Georgiades, communication personnelle *in* Tataris, 1960).

Après le Ve Colloque égéen d'Orsay où fut publiée une étude du Pelion septentrional (Ferrière, 1976 a), divers auteurs ont abordé ce sujet et décrit succinctement les affleurements situés au Nord de Volos (Tataris, 1975 ; Ferrière, 1979b) et, avec plus ou moins de détails, ceux du Sud de la presqu'île de Magnésie (Ferrière, 1976 b, c, 1979b; Wallbrecher, 1976, 1979) ou de la partie centrale de celle-ci (Ferrière, 1979 b). Après avoir proposé de séparer les marbres du Sarakino recouvrant les schistes de Makrinitza de ceux de Tsangarada, qu'il supposait être surmontés par ceux-ci (Katsikatsos : observations à la note de Ferrière, 1979 b), Katsikatsos semble admettre désormais qu'il s'agit de niveaux équivalents, tant sur le plan lithologique que sur le plan structural (Katsikatsos *et al.*, 1980 ; exposé oral Congrès international, Paris).

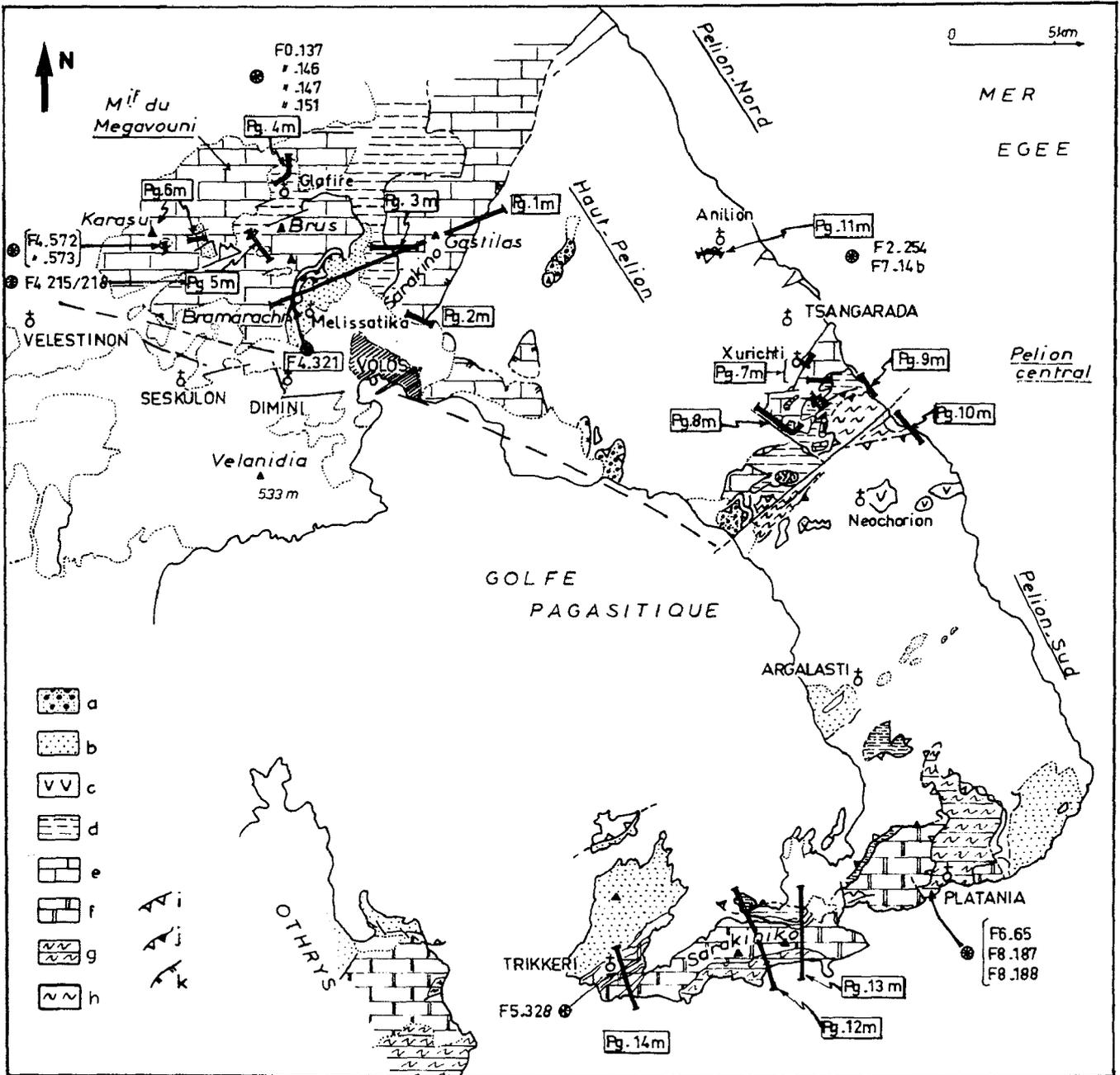


Fig. 194. - Carte de localisation des coupes relatives aux séries du Pelion, d'affinités pélagoniennes.

Pg 1 m à Pg 14 m. Coupes ou groupements de coupes décrits dans le texte (Pg. Pélagonien. - m. métamorphique).

Pg 1 m à Pg 11 m. Unité pélagonienne du pelion septentrional et central. - Pg 12 m à Pg 14 m. unité pélagonienne du Pelion méridional.

a. unité de Lechonia. - b. formations métamorphiques rapportées au Crétacé-Paléocène. - c. ophiolites. - d. schistes supérieurs des séries pélagoniennes s.s. (Jurassique p.p. ?). - e à f. Marbres pélagoniens s.s. - e. de l'unité pélagonienne du Pelion septentrional et central. f. de l'unité pélagonienne du Pelion méridional. - g et h. schistes ocellés pélagoniens (g) ou d'affinités incertaines (h). - i à k. contacts anormaux (i : tertiaires, j : anté-crétacés repris au Tertiaire, k : possible).

B. LES AFFLEUREMENTS "PELAGONIENS" SEPTENTRIONAUX.

1. COUPE D'ENSEMBLE NE-SW PASSANT AU NORD DE VOLOS.

Une coupe générale, tracée du Nord-Est au Sud-Ouest, en passant par les sommets Gastilas (816 m) à l'Est, et Bramarachi (356 m) à l'Ouest, permet de situer les principaux ensembles lithologiques. De bas en haut, on rencontre successivement (fig. 195) :

- (1) les schistes métamorphiques de la série de Makrinitza (cf. 3e partie, chapitre II, paragraphe II) ;
- (2a) une masse importante (400 m environ) de marbres et de dolomies massives, séparée des schistes sous-jacents par un contact plus ou moins tectonisé ;
- (2b) des schistes et calcschistes surmontant normalement la masse carbonatée (2a) à l'Est, dont l'épaisseur diminue -en partie tectoniquement- vers le Sud Ouest ;
- (3) et (4), un ensemble de schistes et de calcschistes, parfois conglomératiques (4), séparé localement des formations sous-jacentes par des copeaux de roches éruptives, basiques et ultrabasiques, souvent transformées en serpentine (3).

Les séries décrites dans ce paragraphe, dites d'affinités pélagoniennes, correspondent aux termes (2a) et (2b), alors que l'ensemble (4), que j'assimile au Crétacé supérieur par corrélations latérales -du fait notamment de la présence de conglomérats à galets de gabbro et de péridotite reposant sur des corps "ophiolitiques"- sera traité dans un chapitre ultérieur (cf. 3e partie, chapitre V).

La présence de marbres épais (2a), d'âge triasique et probablement jurassique, sous des conglomérats à éléments ophiolitiques (Crétacé supérieur ?) constitue l'argument principal en faveur de l'attribution de ces niveaux à l'ensemble pélagonien. Nous étudierons successivement les marbres et dolomies de base puis les schistes supérieurs infra-ophiolitiques.

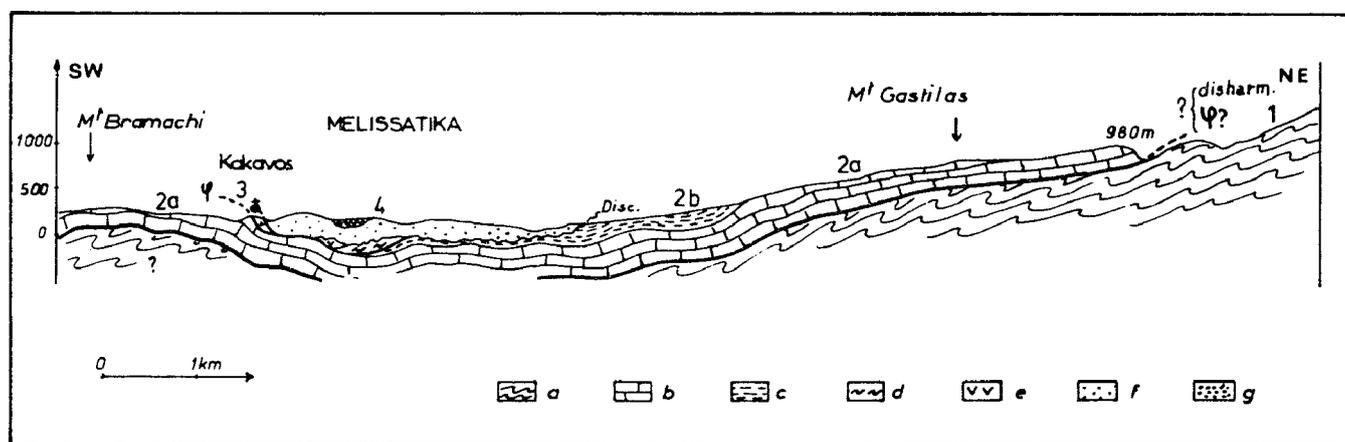


Fig. 195. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe d'ensemble. Pg 1 m, fig. 194.

a. "schistes bleus" de Makrinitza (base de la série pélagonienne ou série en fenêtre ?). - b. dolomies et marbres pélagoniens (Trias-Jurassique ?). - c. schistes supérieurs de la série pélagonienne (Jurassique sup. ?). - d. schistes ocellés (Jurassique sup. ou Paléozoïque ?). - e. "ophiolites". - f. séries rapportées au Crétacé supérieur. - g. métaflysch (Maestrichtien-Paléocène ?).

2. LES FORMATIONS CARBONATÉES DE BASE.

a. COUPE TYPE : LES MONTS SAKAKINO-GASTILAS, AU NORD DE VOLOS.

Cette coupe est facilement accessible à partir de Volos, en suivant la piste construite, sur le flanc de la masse carbonatée, pour la mise en place de la conduite d'eau qui, partant du canyon limitant à l'Est les monts Sarakino-Gastilas, alimente en partie Volos.

a1. Les affleurements situés près du carrefour entre les pistes de Stagiades et de la conduite d'eau.

De bas en haut et du Sud-Est au Nord-Ouest, on observe (fig. 196 A) :

- (1) des schistes verts ou bleus, appartenant à la série de Makrinitsa, avec notamment les metabasites à pyroxènes reliques ;
- (2) des marbres noirs (épaisseur : 50 m environ), en bancs décimétriques présentant 1 ou 2 m de marbres en fines plaquettes brunâtres, au contact avec les schistes (1). Ce contact paraît ici peu tectonisé ;
- (3) une masse carbonatée que l'on peut suivre en continuité de bas en haut, sur 200 m d'épaisseur au moins. Cette masse est caractérisée par la présence de bancs massifs de marbres dolomitiques et de dolomies à grain fin et cassure esquilleuse alternant avec des passées de marbres gris clair, en bancs peu épais. Une schistosité de flux associée à des microplis est parfois observable, mais il existe également une schistosité de fracture (S', fig. 196 A) beaucoup plus nette, qui donne parfois l'impression que les couches pendent vers le Sud-Est et non vers le Nord-Ouest.

Quelques niveaux-repères ont pu être mis en évidence :

- des bancs de marbres dolomitiques à grain fin, situés à divers niveaux, où l'on reconnaît encore des Algues, des Ostracodes et des Gastéropodes ;
- des brèches intraformationnelles (3a) constituées d'éléments décimétriques de marbres gris ou noirs, et de dolomies (plus ou moins calcareuses), gris-beige, noires ou violacées. C'est dans certains de ces éléments que j'ai pu observer, en lame mince : des Gastéropodes (très petits), des Algues, des Ostracodes, mais aussi des Foraminifères : Miliolidés, *Glomospirella* sp., et une section d'*Involutina* sp., d'âge triasique (dét. Zaninetti) ;
- des bancs de marbres dolomitiques à structures organiques pluricentimétriques (3b). Il s'agit de cônes à section circulaire présentant de nombreux planchers superposés à concavité tournée vers le haut, rappelant des stromatolites ;

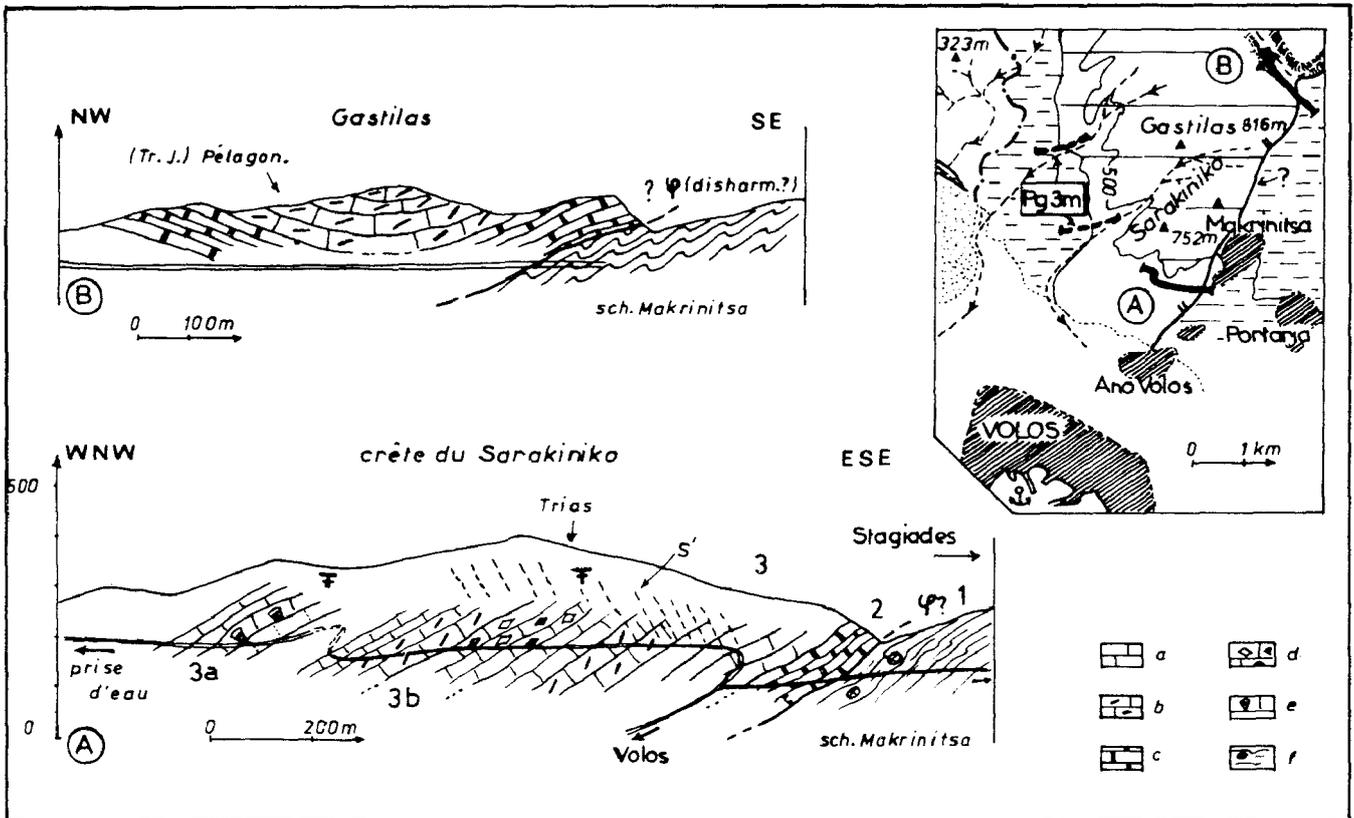


Fig. 196. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupes des monts Sarakiniko-Gastilas. Pg 2 m, fig. 194.

a à c. Niveaux carbonatés. - a. marbres gris massifs. - b. dolomies et marbres dolomitiques. - c. marbres noirs. - d. brèches. - e. fossiles. - f. schistes à pyroxènes reliques.

- les bauxites : de nombreuses poches plurimétriques existent dans la partie sommitale de la masse carbonatée, quelques centaines de mètres à l'Ouest de la base de la piste (conduite d'eau). Ces bauxites ont déjà été signalées dans la littérature, notamment par Tataris (1971) qui en donne des analyses.

a2. Coupe sur le flanc occidental du canyon à l'Est de Gastilas (fig. 196 B).

Cette coupe, levée le long du dernier kilomètre de la piste, dont le terme est la prise d'eau qui alimente Volos, en bordure du très profond canyon creusé dans la masse carbonatée principale, permet d'observer des bancs massifs de marbres noirs et de dolomies parfois blanches, encore plus recristallisées que dans la coupe précédente.

De nombreux microplis et mégaplis hectométriques y sont visibles (direction moyenne des axes de plis NE-SW) et le contact entre les schistes de base (série de Makrinitza) et la masse carbonatée est ici très nettement de nature tectonique.

b. AUTRES AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION CARBONATÉE.

La principale évolution observée est la diminution des faciès dolomitiques vers l'Ouest (vers Velestinon) et concomitamment des restes fossilifères, en général mieux conservés dans les faciès dolomitiques que dans les marbres.

En dehors des observations faites sur la coupe-type précédemment décrite, les principales caractéristiques des affleurements carbonatés pélagoniens du Pelion-nord sont les suivantes :

- les dolomies : elles sont présentes en bancs massifs, au moins jusqu'au méridien de Glafire vers l'Ouest ; elles sont visibles notamment au mont Amigdalia. Ensuite, plus à l'Ouest, elles font place à des lits dolomitiques très fins qui alternent avec des bancs métriques de marbres gris clair ;

- les brèches : de très belles brèches sédimentaires, à ciment de calcite et éléments carbonatés (marbres ou dolomies), de taille pluricentimétrique, parfois granoclassées verticalement, existent en bordure de la route de Keramidi. Elles diffèrent des brèches observées dans la coupe type au Nord de Volos, en ce sens que le litage des brèches de la route de Keramidi est mieux marqué, du fait de la variation de taille des éléments constitutifs ;

- les fossiles : des débris d'Algues et des fantômes d'Ostracodes ont été reconnus dans de nombreux bancs à tendance dolomitique, jusqu'au mont Amigdalia, en bordure de la route Melissatika-Glafire par exemple ; plus à l'Ouest, je n'ai pu observer aucune trace fossilifère. Par ailleurs, au lieu-dit Alikopetra, le long de la route qui mène à Chania, à proximité du col qui permet de gagner le versant égéen en partant de Volos, affleurent des dolomies en bancs massifs, à alternances noires et blanches ou beiges, possédant des passées riches en Algues et Ostracodes, mais aussi en petits Gastéropodes de taille plurimillimétrique. Ces derniers sont difficiles à voir sur le terrain mais se reconnaissent bien en lame mince ;

- les bauxites : elles affleurent non seulement à proximité de Volos, mais également au Nord-Ouest, dans le secteur de Glafire et à l'Ouest du mont Megavouni où je n'ai toutefois observé que de petites masses en éboulis.

3. LA FORMATION SCHISTEUSE SUPERIEURE INFRA-OPHIOLITIQUE.

Il s'agit de l'ensemble schisteux qui recouvre normalement la masse carbonatée décrite précédemment, dont la limite supérieure correspond aux ophiolites ; le reste de l'ensemble schisteux qui constitue le coeur du synclinal de Melissatika est attribué au Crétacé supérieur transgressif (fig. 195).

Selon les lieux, cette formation schisteuse infra-ophiolitique présente de nombreuses variations, tant au niveau des épaisseurs que de la lithostratigraphie et de la minéralogie.

Quatre coupes, choisies en fonction de ces variations, seront présentées : la première (coupe des Monts Gastilas-Kukos), montre des faciès de schistes et calcschistes à amphiboles calciques en continuité avec les marbres sous-jacents ; la troisième (coupe du mont Brus), révèle l'existence de faciès à amphiboles sodiques ; les deux autres (coupes de Glafire et du mont Karasu), sont caractérisées par la présence de schistes quartzo-feldspathiques, parfois ocellés, de signification mal précisée (klippe mise en place au cours des phases paléohelléniques ou série continue ?).

a. COUPE DES MONTS GASTILAS-KUKOS.

Entre les monts Gastilas (818 m) - Sarakino (752 m) et les collines du Kukos (332 m), plusieurs coupes intéressantes peuvent être levées. Sur le flanc de la vallée la plus méridionale, on reconnaît successivement, de bas en haut (fig. 197) :

- (1) et (2), la masse carbonatée principale (1) constituée d'une alternance de bancs massifs dolomitiques et de marbres gris clair ou noirs, en bancs peu épais. L'ensemble se termine par des niveaux de marbres gris en plaquettes (2). Aucun fossile n'a pu être observé dans ces niveaux carbonatés. En revanche, quelques masses bauxitiques (1a) sont présentes dans la partie sommitale, mais les affleurements sont de mauvaise qualité ;
- (3) une formation essentiellement schisteuse, à rares passées de calcschistes, comprenant successivement :
 - des schistes verts se débitant en très fines plaquettes (3a). Ils contiennent : quartz, feldspath (albite), épidote (pistachite), mica blanc, chlorite brunâtre oxydée et une amphibole vert pâle à incolore de type actinote. Ces minéraux apparaissent dans un fond riche en quartz, séricite et épidote ;
 - un banc de calcschiste gris, décimétrique (3b) ;
 - des schistes verts où s'intercalent des bancs plus durs, noirs ou violets (3c). Ces derniers apparaissent opaques au microscope (oxyde de fer probablement) ; les fissures, en revanche, sont remplies de quartz et de chlorite verte ou brunâtre ;
 - un banc de calcschiste gris (3d) ;
 - des schistes verts à taches rouilles, très altérés, à nombreux microplis synschisteux (3e) ;
- (4) une alternance de schistes calcareux et de bancs plus épais de calcaires marmoréens en plaquettes, passant progressivement aux schistes sous-jacents :
 - les schistes (4b) et (4d) sont semblables aux précédents ;
 - les calcschistes et cipolins (4a) et (4c) sont formés d'une alternance de niveaux millimétriques de calcaire et de niveaux phylliteux, riches en chlorite verte ou brunâtre, mica blanc et minéraux opaques auxquels s'ajoutent des grains de feldspaths albitiques à clivages nets et macles rares.

En résumé, cette coupe montre le passage continu des marbres aux schistes supérieurs -alors que divers auteurs (Frost, 1976 ; Davis et Jung, 1978) y placent un contact majeur- caractérisés par une paragenèse de type "schistes verts", à amphiboles calciques incolores à vert pâle (actinote). Quelques centaines de mètres plus au Nord, des faciès à amphibole bleue ou bleu-vert sont présents dans ces mêmes schistes qui recouvrent les marbres massifs.

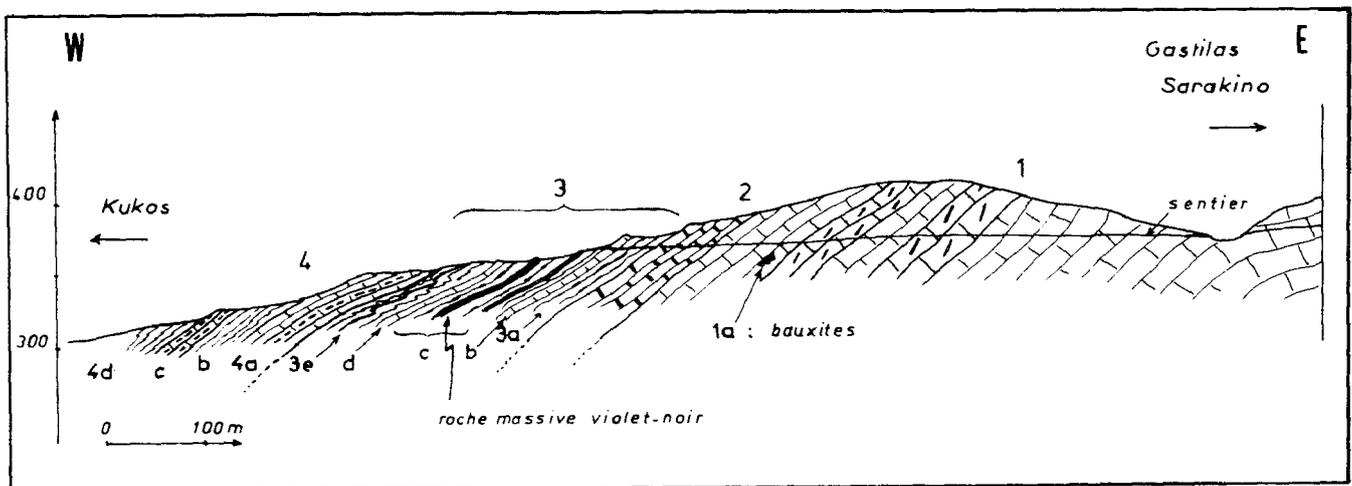


Fig. 197. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe des monts Gastilas-Kukos. Pg 3 m, fig. 194.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

b. COUPE AU NORD-EST DE GLAFIRE.

Cette coupe a été levée à proximité de la source aménagée, située quelques centaines de mètres au Nord-Est du village de Glafire, le long du chemin qui, de la sortie orientale de ce village, permet d'accéder à la source.

Les conditions d'affleurement sont ici très bonnes ; le problème posé par cette coupe est de déterminer si l'ensemble schisteux supérieur appartient ou non à une nappe mise en place au cours des phases paléohelléniques.

Différents niveaux ont été analysés à la microsonde électronique ; les résultats seront discutés à la fin de ce chapitre consacré aux séries métamorphiques d'affinités pélagoniennes.

b1. Description de la coupe.

Du Nord-Nord-Est au Sud-Sud-Ouest puis du Nord-Est au Sud-Ouest et de bas en haut, on rencontre successivement (fig. 198 et tabl. III 9) :

- (1) des marbres massifs, gris clair (1a), se terminant par 1 ou 2 m de marbres micacés contenant du quartz (1b) ;
- (2) des schistes brunâtres, d'aspect lustré, affectés de crénulations. En lame mince, ces schistes s'avèrent être essentiellement constitués de quartz et de mica blanc (phengite) associés à de grandes plages feldspathiques (albite), de rares grains d'épidote (pistachite) et des chlorites vertes ou brunâtres. J'y ai également reconnu de la lawsonite allongée selon la schistosité principale marquée par les phengites.
Cette lawsonite est pure dans les lits phengitiques mais d'aspect trouble au contact de certains minéraux, dont des feldspaths à partir desquels elle paraît se développer.
Des biotites relictuelles sont peut-être présentes.
Certains de ces schistes montrent des microplis qui reprennent la schistosité principale, et sont associés à une nouvelle schistosité proche d'une schistosité de crénulation ;
- (3) des schistes verts, parfois brunâtres, durs, très siliceux. Ces niveaux sont caractérisés par une intense mylonitisation et le développement de rubans quartzeux à extinction onduleuse. Dans un fond de quartz, de mica blanc (phengite) et d'épidote, on reconnaît des îlots de grands minéraux fracturés de quartz, albite et épidote. Cette dernière, parfois de teinte brun-rouge (allanite ?), est souvent réduite en petits grains qui forment une partie du fond microgranulaire de la roche ;
- (4) des schistes ocellés, également très mylonitisés, mais qui prennent ici une teinte essentiellement brunâtre. Outre des niveaux semblables aux précédents (3), on note la présence de niveaux riches en biotite, amphibole verte, grandes épidotes (1 mm environ), à coeur brun-rouge et bordure claire en lumière naturelle, grands micas blancs (muscovite ?) transformés sur les bordures, et rares grenats réduits en grains de petite dimension, appartenant à une paragenèse antérieure à la mylonitisation. S'y ajoutent des feldspaths, eux aussi réduits en grains, participant au fond constitué de quartz et de petits micas blancs (phengite).
Les épidotes montrent un coeur de teinte rouge-brun qui semble indiquer qu'il s'agit d'allanite.
Le détail des associations minéralogiques est donné sur le tableau III 9, joint à la figure 198 ;
- (5) un ensemble schisteux, à passées de calcschistes, dont la partie supérieure, marquée par un banc siliceux épais (5e), affleure dans de mauvaises conditions. On n'y retrouve plus les traces de la paragenèse à biotite et amphibole verte (sauf peut-être dans 5d), et la taille moyenne des cristaux reste inférieure, de ce fait, à celle des niveaux sous-jacents.
Les principaux types de roches rencontrées sont, de bas en haut :
 - des roches vert foncé à brunâtres, à grain fin (5a), contenant quartz, pistachite, albite (?), ainsi que des petits grenats, des amphiboles d'un bleu soutenu, et de la lawsonite ;
 - un niveau lenticulaire, formé par une roche dure verdâtre (5b) constituée pour l'essentiel d'amphibole calco-sodique (barroisite (*cf. infra*)), bleu-

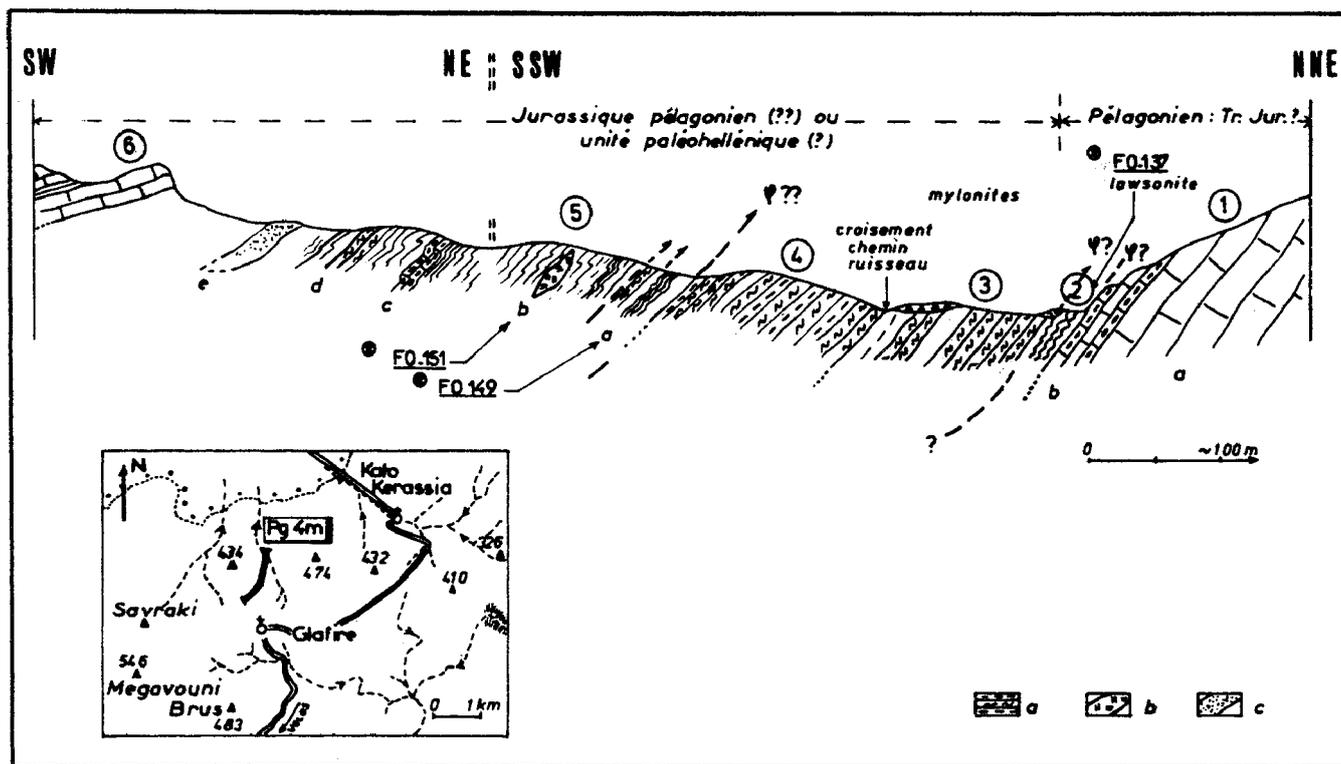


Fig. 198. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe de Glafire. Pg 4 m, fig. 194.

a. schistes ceillés et schistes fins et mylonitiques. - b. lentille à amphibole bleu-vert et albite (origine éruptive ?). - c. lentille siliceuse (quartz laiteux).
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

Localisation coupe Pg 4m	Min ² Ech.	Q	Cc	Ab	M. bl. (pheng)	Bi	Chl.	Amph. (Ms)	Amph. (Ms) + (Al)	Amph. (Ms) + (Al)	Lw.	Ep. (pistac)	Gr.	Ox.	divers	ROCHES	
Pélagonien (Jur.) 1	b	FO 136	+	+++	+									+		marbre micacé	
	2	FO 137	++		+	++	+ (1-2)				++ (1-2)	+(1-2)			M-phyl. bruns	micaschiste brun	
	2	FO 138	++			++	+					+				micaschiste brun	
Jurass. ou Paléoz. ? 3		FO 139	++			++	+ I					+		+	tourm. I	sch. à ailé (mylonite)	
		FO 140	++		+	++						+		+		"	
		FO 141															"
		FO 143	++		++	(Ms) (0.1)						+(0.1)					"
		FO 144	++			(Ms) (0.1)	+(0.1)					Al (0.1)					"
		FO 145	++			++											"
		FO 146	++		+	++ (1-2) (Ms) (0.1)	+(0.1)		Al (0.1)							sph. apat.	"
		FO 147	++			++ (1-2) (Ms) (0.1)	+(0.1)		Al (0.1)	+(1-2)		+(0.1)					"
	FO 148	++			++ (1-2) (Ms) (0.1)	+(0.1)					+				apat.	"	
Jur. sup. Pélagon. (??) ou Unités paléohelléniques (??) 5	a	FO 149	+		+(?)	+					+	+	+	+		schiste vert-brun	
		FO 150	++		+	++ (1-2) (0.1)						+				micaschiste (mylon)	
	b	FO 151			++							++		+		amphibolite	
		FO 152										++				"	
	c	FO 154	+	++	+	++		+				+		+	sphère	calcschiste	
	d	FO 155	++			++	+(?)				++		++				amphibolite

Tabl. III 9. - Séries d'affinités pélagoniennes : Coupe de Glafire (fig. 198).

verdâtre, pléochroïque (vert-jaune), de pistachite et d'albite. S'y associent localement des minéraux opaques (oxydes de fer ?) et sur les grandes amphiboles millimétriques, des petits cristaux d'amphibole vert pâle, de type actinote. Cette roche pourrait être d'origine éruptive ;

- des passées de calcschistes (5c) ou cipolins à calcite, quartz, mica blanc (phengite ?), albite, épidote, chlorite, minéraux opaques et sphène ;
- enfin, des schistes verdâtres (5d) contenant, dans un fond de quartz et de mica blanc, de grandes épidotes (pistachites), des amphiboles verdâtres et de rares phyllites brunâtres (stilpnomélane ou biotite ?), d'aspect relic-tuel. Ces minéraux soulignent une première schistosité qui est reprise par une deuxième schistosité moins bien développée, marquée surtout par des micas blancs ;

(6) des marbres blancs, plus ou moins massifs.

b2. Interprétation.

Plusieurs grands ensembles se dégagent de l'analyse de cette coupe :

- les marbres (1) ;
- les schistes (2) à lawsonite récente et biotite?relique ;
- un ensemble schisteux (3 et 4) qui se singularise par son caractère mylonitique et la présence d'une paragenèse particulière, antérieure à la mylonitisation, à biotite, amphibole verte, muscovite (?), grenat et allanite probable ;
- un ensemble plus diversifié, à roches plus ou moins schisteuses à grain fin, calcschistes et roche massive peut-être d'origine éruptive.

L'un des faits importants mis en évidence est la possible existence d'un contact anormal entre les niveaux (1) et (3). Ce contact n'est pas évident sur le terrain, où l'on n'observe aucun copeau tectonique particulier, mais peut être envisagé du fait de la mylonitisation des niveaux supérieurs (3) et (4) et des différences minéralogiques entre ceux-ci et les niveaux sous-jacents. La réalité du contact tectonique entre les niveaux (4) et (5) est plus problématique.

Cette présence probable de contacts tectoniques dans la série schisteuse recouvrant les marbres massifs permet d'envisager différentes interprétations :

- il s'agit de contacts mineurs, et les schistes représentent la partie supérieure originelle (Jurassique p.p.) de la série pélagonienne. Dans ce cas, la "paragenèse" à biotite et amphibole verte est d'âge jurassique supérieur-éocrétacé ;
- les contacts anormaux limitent des unités majeures mises en place au cours des phases paléohelléniques. Les niveaux de base (2) à (4) pourraient alors représenter les restes d'un soubassement paléozoïque métamorphisé dès cette époque (phases hercyniennes), comparable à celui qui affleure en Othrys orientale. La signification de la partie supérieure de cette série paraît plus difficile à établir, en l'absence de termes de comparaison convaincants.

Nous verrons que ce type de succession n'est pas isolé mais se retrouve également plus à l'Ouest, et surtout dans la partie centrale de la presqu'île de Magnésie ; ce qui signifie qu'il s'agit d'une caractéristique essentielle et non pas de particularités locales.

c. COUPE DU MONT BRUS (483 m).

Cette coupe est située au Nord de Volos, à l'Ouest de la route Melissatika-Glafire. La base de la masse carbonatée principale n'affleure pas dans ce secteur. Le contact entre les niveaux schisteux supérieurs et l'ensemble carbonaté sous-jacent n'apparaît pas dans de bonnes conditions et il conviendrait de définir si leurs rapports sont de nature stratigraphique ou tectonique.

L'intérêt essentiel de cette coupe réside dans la présence de faciès minéralogiques particuliers, riches en amphibole bleue sodique développée sur des amphiboles plus calciques.

c1. Description.

La coupe passant par le mont Brus, faite selon une direction subméridienne, montre un anticlinal majeur, faillé sur le flanc nord, correspondant aux marbres du mont Brus lui-même (4),

surmontés au Nord et au Sud de niveaux schisteux. Du Sud au Nord, on observe (fig. 199 et tabl. III 10) :

- (1) des bancs de marbres massifs, gris clair à gris-noir, présentant des bancs dolomitiques plus clairs, à traces algaires, et des poches de bauxite (plus à l'Est) ;
- (2) des niveaux serpentiniteux schistosés (2a) et (2e), associés à des roches métamorphiques probablement d'origine éruptive (2d) et sédimentaire (2b) et (2c). Principales paragenèses (tabl. III 10) :
 - niveau 2b : roche à quartz, phyllites brunâtres, amphibole pâle (actinote) et pumpellyite ;
 - niveau 2d : quartz, albite (parfois mâclée), chlorite, épidote (pistachite), stilpnomélane et amphibole. Les amphiboles présentent un coeur brunâtre, alors que la bordure est franchement bleue. L'analyse à la microsonde montre qu'il s'agit bien d'une amphibole sodique (Mg-riebeckites) développée sur une amphibole plus calcique (gr. Fe-hornblende). Ce niveau pourrait correspondre à une métavolcanite ou à un métatuf ;

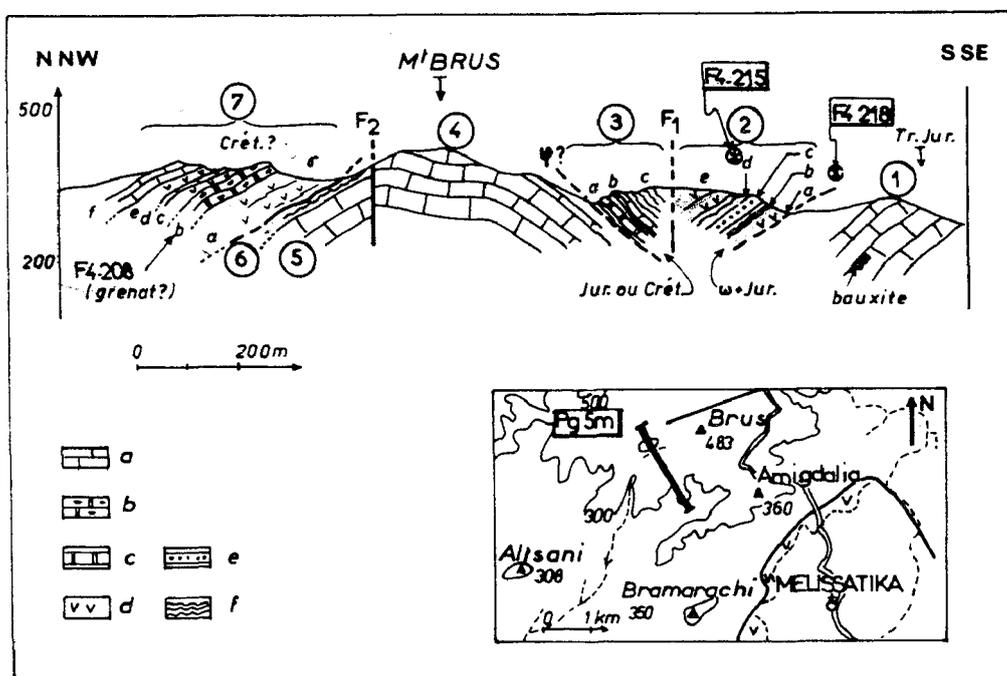


Fig. 199. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe du mont Brus. Pg 5 m, fig. 194.

a. marbres. - b. conglomérats carbonatés à galets ophiolitiques. - c. marbres verdâtres. - d. ophiolites. - e. quartzite. - f. schistes divers.

Localisation		Mns	O	Cc	Ab	M. bl.	Pump.	Chl.	Amph. ante	Amph. v.p.-inc.	Amph. bl-bl. v.	Lw	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES
Coupe Pg5m		Ech.															
Jur. pélagon.?	2	b	F4.218	+			--	(+)		++			+			Phy. brun	Amphibolite
		c	F4.217	++			(+)		+				+			Phy. brun	Quartzite à phy.
		c	F4.216	++			(+)		+ 2				+			"	"
	d	F4.215	+		+			+ 2	+ br. v. (d)		+ bl. 1		+		+	Stilpno. Leucax.	br. v. métatuf
Jur. Crét.?	3	a	F4.213		+			+		?			+ zois.			(Pump?)	Schiste
		b	F4.214			++									+	Phy. brun	Métacglomérat(?)
Tr. J.?	4		F4.212	+	++										+		Marbre
Crét.?	7	b	F4.208		++ Cc. Ank.			(+)					+	(+)	+	☞	Métacglomérat
		b	F4.209		++		+	(+)						(+)			"
		f	F4.211		+++												

Tabl. III 10. - Séries d'affinités pélagoniennes : Coupe du mont Brus (fig. 199).

- (3) un ensemble schisteux, fait de schistes et calcschistes verts, tachetés (3a), de schistes altérés jaunâtres (3c) et de marbres gris en plaquettes (3b), probablement séparés de l'ensemble précédent par une petite faille verticale. Paragenèse du niveau 3a : (calcschistes verts) : calcite, phyllites brunâtres, minéraux opaques, serpentine en "taches" à contours parfois géométriques (fantômes de minéraux anciens ou éléments détritiques non roulés ?) ;
- (4) et (5), les marbres gris du mont Brus, équivalent probable de (1) ;
- (6) quelques mètres de schistes verdâtres ;
- (7) un ensemble particulier constitué d'une alternance de masses de serpentinite (7a), (7c) et (7e) et de marbres gris en plaquettes (7d) et (7f) ou gris-verdâtre à taches vertes (7b).
Paragenèse d'un marbre serpentineux (7b) : calcite, chlorite vert pâle, serpentine, grenat (?) jaune-verdâtre, minéraux opaques. Ce marbre correspond soit à une mylonite de calcaire et serpentinite recristallisée lors d'évènements métamorphiques ultérieurs, soit à un conglomérat à éléments serpentiniteux dans un ciment calcaire également métamorphisé. Nous verrons, grâce à l'analyse d'autres affleurements, que cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable. Le niveau (3a), à grain fin, pourrait avoir la même signification. Ces deux niveaux appartiendraient alors à l'ensemble transgressif du Crétacé (supérieur ?).

c2. Interprétation.

Cette coupe présente divers centres d'intérêt :

- les niveaux schisteux supérieurs, très variés, montrent des paragenèses significatives, notamment celles à amphibole bleue ou bleu-vert en auréole sur des amphiboles vertes ou brunâtres, et stilpnomélane (niveau 2d), associés à des serpentinites ;

- la variabilité des faciès lithologiques présents à proximité des marbres massifs laisse supposer qu'il existe des niveaux de décollement importants, ce qui expliquerait que les serpentinites et leur couverture conglomératique possible (7b), arrivent ici jusqu'au contact des marbres massifs, contrairement à ce que l'on peut observer plus à l'Est (fig. 197). En outre, on ne peut exclure une éventuelle appartenance des schistes à amphiboles sodiques (2d) aux unités ophiolitiques que l'on sait être charriées sur leurs divers soubassements ;

- âge de la paragenèse à amphibole sodique : la présence de telles amphiboles, très petites il est vrai, dans les niveaux de la couverture transgressive supra-ophiolitique attribuée au Crétacé supérieur (cf. *infra* ; 2e partie, chapitre V), conduit à admettre que les dernières recristallisations sont, dans ce secteur, d'âge tertiaire. Cet âge pourrait être celui des amphiboles bleues puisque celles-ci forment l'auréole la plus externe des grandes amphiboles observées.

d. COMPLEMENTS : LES AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX.

di. Coupes du mont Karasu.

Là encore, on peut observer une grande variabilité des faciès schisteux situés sur la masse carbonatée principale. Ainsi, la coupe (fig. 200 B), faite sur le flanc du sommet coté 360 m, montre des niveaux schisteux verts et des serpentinites tectonisées - directement au contact des marbres - surmontés de schistes verts ou jaunes à passées de marbres verdâtres microbréchiques, à éléments éruptifs (ophiolitiques probablement), que j'attribue à la couverture transgressive des ophiolites. En revanche, la coupe faite sur le rebord sud-est du mont Karasu (273 m) permet d'observer des niveaux schisteux et carbonatés qui, sur le terrain, paraissent moins tectonisés que les précédents.

De bas en haut affleurent (fig. 200 A) :

- (1) les marbres gris massifs, très peu dolomitiques ici ;
- (2) 1 à 2 m de schistes quartzeux verdâtres, à quartz étiré, feldspath (albite), épidote granulaire (pistachite) et mica blanc (phengite). Des amygdales quartzo-feldspathiques forment des "yeux". L'observation microscopique montre qu'il existe deux orientations minéralogiques préférentielles, la seconde (soulignée par les micas blancs) semblent reprendre un schiste quartzeux mylonitisé ;

(3) un ensemble de schistes jaunes ou verts, à passées marmoréennes, dans lequel s'intercalent des niveaux noirs, très durs, quartzeux (métajaspes ?).

- niveau 3a : quartz, calcite, épidote, chlorite verte, feldspath (albite), mica brunâtre, mica blanc, amphibole bleu-vert, pâle au coeur, plus nettement bleue sur les bordures ;

- niveau 3b : quartz en rubans étirés, albite, chlorite verte, pistachite, mica blanc, minéraux phylliteux brunâtres (chlorites oxydées ou biotites reliques ?), amphibole verte (hornblende ?) de grande taille (1 mm), pléochroïque, à auréole d'amphibole incolore à vert pâle (actinote), allanite (?).

L'amphibole verte est ici un minéral relique antérieur à la schistosité principale plus ou moins mylonitique soulignée par les rubans quartzeux ;

- les quartzites noires (métajaspes ?) : quartz, minéraux opaques, apatite et grenat (?).

En résumé, ces coupes (coupes A et B du mont Karasu), pourtant assez proches l'une de l'autre, montrent des séries très différentes qui rappellent respectivement les coupes de Glafire (fig. 198) et du mont Brus (fig. 199). La coupe B est incontestablement marquée par des réductions tectoniques d'âge tertiaire, alors que la coupe A montre des niveaux à reliques d'amphibole verte correspondant soit à la partie supérieure (Jurassique p.p.) de la série pélagonienne, soit à des restes de klippes pélagoniennes ou "pagasitiques" mises en place au cours des phases paléohelléniques.

d2. Route Volos-Velestinon.

Les schistes supérieurs anté-ophiolitiques manquent parfois totalement. Ainsi, 1,5 km environ à l'Ouest de la gare de Latomion, près d'un hangar situé en bordure de la route Volos-Velestinon, des serpentinites (ophiolites) reposent directement sur les marbres massifs à lits dolomitiques centimétriques, caractéristiques des séries "pélagoniennes" (fig. 232 A).

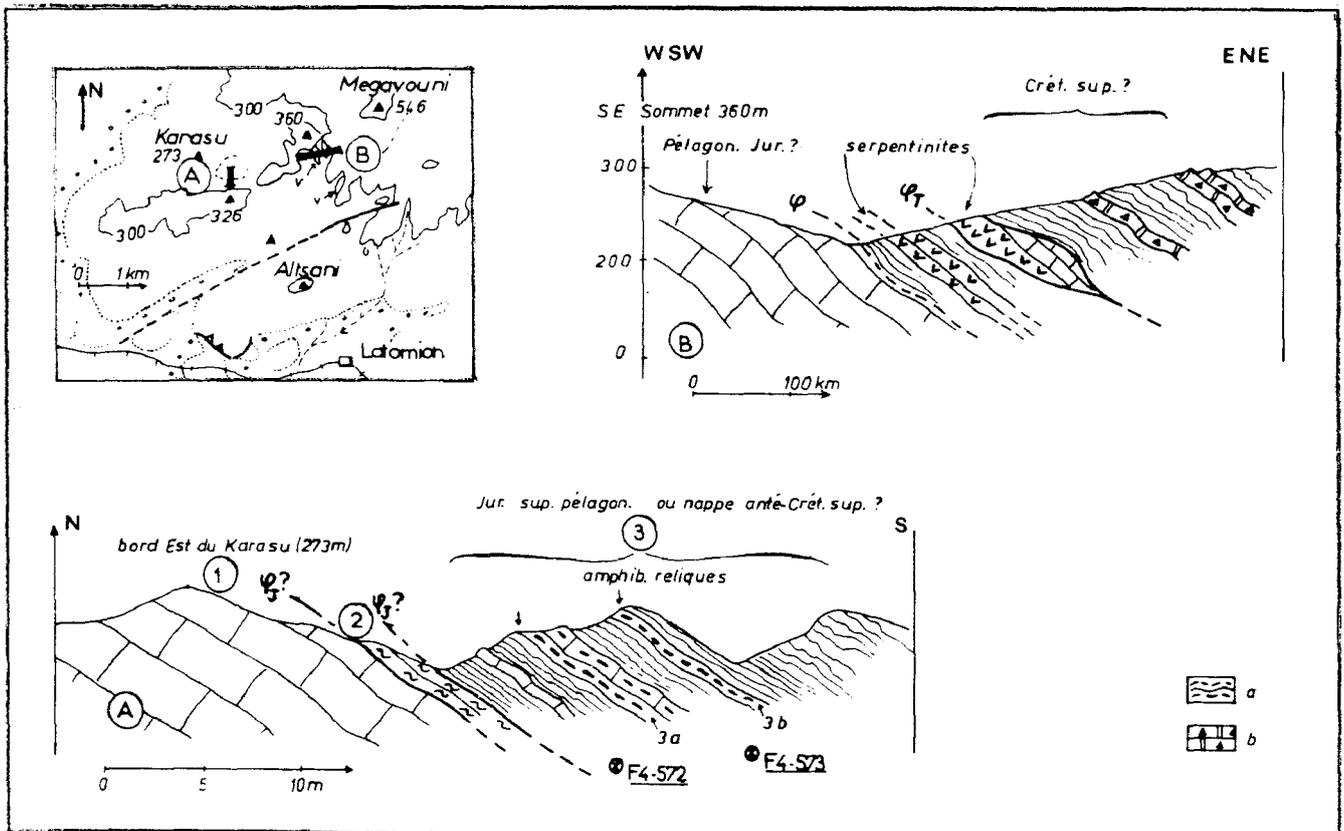


Fig. 200. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupes du mont Karasu. Pg 6 m, fig. 194.

a. niveaux schisteux particuliers analysés (coupe A). - b. niveaux carbonatés conglomératiques à galets ophiolitiques ou minéraux détritiques (amphiboles) isolés.

Légende dans le texte. Autres figurés : fig. 185 B.

4. CONCLUSIONS.

Les séries de la partie nord-occidentale du massif du Pelion (secteurs des monts Sarakino-Gastilas et Megavouni) sont constituées par des marbres et dolomies en bancs massifs (300 à 400 m d'épaisseur) surmontés de schistes et calcschistes. Ces derniers sont recouverts par des serpentinites et leur couverture transgressive crétacée (?), qui seront étudiées en détail dans un paragraphe ultérieur.

Les marbres et dolomies, massifs, ont été datés du Trias par des Foraminifères (*Involutina* sp., *Glomospirella* sp.) et présentent des poches bauxitiques. Il s'agit donc d'un ensemble carbonaté de type plate-forme, du Trias et probablement du Jurassique. La présence de serpentinites correspondant très probablement aux ophiolites mises en place au Malm et de conglomérats à galets éruptifs (crétacés ?) à leur partie supérieure, indique qu'il s'agit de séries appartenant aux zones internes et justifie par conséquent l'appellation "séries d'affinités pélagoniennes" que nous leur avons donnée.

Des variations importantes ont été observées dans les séries décrites : la diminution des niveaux dolomitiques vers l'Ouest, d'origine sédimentaire très probablement, d'une part ; des variations de la nature des schistes supérieurs (dues pour partie aux événements tectoniques), d'autre part.

S'agissant du métamorphisme, on peut retenir que :

- les paragenèses indiquent en général un métamorphisme de faible degré (schistes verts à amphibole pâle, bleu-vert ou bleue). Des minéraux reliques de plus haute température existent cependant dans des schistes quartzeux mylonitisés : biotite et amphiboles de type hornblende verte, rétrotransformées en actinote sur les bordures, ou hornblende brunâtre à auréoles d'amphibole bleue. Si cette dernière semble être d'origine éruptive, en revanche, la présence de hornblende verte et de biotite autorise plusieurs hypothèses, et parmi celles-ci, celle d'un métamorphisme ou d'un magmatisme associé à un métamorphisme (?) préexistant, paléohellénique ou plus ancien (hercynien).

C. LES SÉRIES METAMORPHIQUES "PELAGONIENNES" DU PELION CENTRAL.

Le secteur ici considéré correspond approximativement à la transversale de direction NE-SW, passant par les villages de Xurichti, près de Tsangarada (à l'Est), Milai et Koropi (à l'Ouest), à l'endroit même où la presqu'île de Magnésie devient plus étroite.

Aucune description particulière ne semble avoir été fournie par les quelques auteurs ayant parcouru le massif du Pelion, bien que Tataris (1960) par exemple, ait cité les marbres de Tsangarada. J'ai, pour ma part, signalé et décrit très succinctement ces niveaux dans diverses publications (Ferrière, 1976 b, 1979 ; Ferrière *in* Dercourt *et al.*, 1977) et les ai attribués, pour partie, au Trias (Jurassique ?), du fait de la présence d'Algues Dasycladacées (Ferrière, 1978, 1979).

Les affleurements sont en général de mauvaise qualité à cause de la tectonisation importante des séries et de l'existence d'un couvert végétal envahissant. Les affleurements les plus intéressants appartiennent à la partie orientale du Pelion central.

Les séries observées ressemblent à celles qui constituent les hauteurs situées au Nord de Volos : des marbres et des dolomies représentent la base de la série, alors que la partie supérieure est constituée de niveaux schisteux. Un contact normal entre ces deux ensembles a pu être observé localement, mais le plus souvent, des indices de tectonisation existent. En outre, on ne peut s'assurer de la continuité de la série schisteuse supérieure, c'est-à-dire de l'absence de contact tectonique au sein de celle-ci, en raison des médiocres conditions d'observation évoquées ci-dessus.

Je distinguerai successivement (fig. 194) les séries du secteur de Tsangarada qui constituent l'essentiel des affleurements du Pelion central, puis celles des côtes de Propan-Kalamakion, et enfin la petite "klippe" d'Anilion-Makrirachi, située plus au Nord et caractérisée par des faciès particuliers.

1. LES SÉRIES DU SECTEUR ORIENTAL AU SUD DE TSANGARADA.

a. LES AFFLEUREMENTS DE XURICHTI.

Les principales formations constituant les séries pélagoniennes du Pelion central peuvent

être étudiées le long de la route asphaltée qui court sur le flanc égéen du Pelion, au Sud de Tsangarada, près du village de Xurichti. On y observe successivement, de bas en haut (fig. 201, tabl. III 11) :

a1. Les formations carbonatées.

Bien visibles en bordure de la route, à l'endroit où celle-ci pénètre dans la profonde vallée située en bordure méridionale de Xurichti (fig. 201 C), elles apparaissent formées d'une alternance de marbres massifs et de niveaux dolomitiques à cassure esquilleuse, de teinte noire, grise ou blanche. Dans la partie inférieure, à proximité du pont, des taches claires plurimillimétriques, lobées, sont reconnaissables : il s'agit de très petits gastéropodes semblables à ceux décrits dans le chapitre précédent près d'Alikopetra, à l'Est de Portaria (Pelion-nord).

La masse des marbres et dolomies située sous la chapelle de Xurichti est recoupée à l'Est et au Nord par la route asphaltée de Tsangarada. A cette occasion, quelques détails particuliers apparaissent. Ainsi :

- des passées décimétriques ou métriques de schistes verdâtres s'intercalent dans les marbres et dolomies, plusieurs dizaines de mètres sous le passage aux schistes supérieurs (fig. 201 A). De nombreux plis sont présents dans l'ensemble carbonaté mais ils ne semblent pas être la cause de ces répétitions de niveaux schisteux d'ordre métrique ;

- dans la carrière située en bordure de la route de Tsangarada, à l'Est du village de Xurichti, des dolomies blanches massives recouvrent non seulement des marbres noirs en bancs plus réguliers, à schistosité oblique -semble-t-il- par rapport au contact des deux formations, mais aussi une passée "lenticulaire" de schistes verdâtres (fig. 201 B) : l'allure générale est donc celle d'une "discordance" des niveaux dolomitiques sur les terrains sous-jacents. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce dispositif : il peut représenter l'image des sédiments avant le métamorphisme, la schistosité se développant obliquement par rapport aux contacts initiaux, mais il peut également s'agir d'un dispositif tectonique masqué par des recristallisations ultérieures, notamment au niveau du contact dolomies-marbres.

a2. Les schistes supérieurs.

Ils constituent le flanc méridional d'une importante vallée, de direction Est-Ouest, dont le flanc septentrional est formé par la masse de l'ensemble carbonaté de Xurichti décrit précédemment (fig. 201 D et D').

Le contact entre les schistes et les marbres et dolomies est visible près du petit pont qui enjambe la vallée, à dix mètres environ du bord de route (fig. 201 D) : le passage des carbonates aux schistes est brutal mais il n'existe pas de traces évidentes de tectonisation majeure (copeaux tectoniques, farine quartzreuse ou calcitique...) entre les deux. Des copeaux de serpentine sont présents une dizaine de mètres au-dessus du contact, mais leur signification (ancien olistolithe ou copeau tectonique soulignant un contact majeur) n'est pas établie avec certitude.

Les principaux faciès schisteux observés entre les marbres (1) et les serpentinites (3) sont, de bas en haut (fig. 201 D et D' ; tabl. III 11) :

- (2a) des schistes quartzeux à albite, épidote (pistachite) et mica blanc. Les traces de mylonitisation sont faibles mais deux schistosités existent, soulignées toutes deux par les micas blancs. Ces derniers sont de deux tailles : les plus grands sont souvent déstabilisés et frangés d'une masse diffuse de petits micas blancs ;
- (2b) des schistes, caractérisés par la présence d'amphiboles incolores à vert pâle de type actinote, appartenant à la paragenèse la mieux exprimée, mais aussi d'amphibole vert foncé (hornblende) à auréole actinolitique. Deux schistosités apparaissent encore à l'observation : la première est soulignée par les amphiboles vert foncé, alors que la seconde est soulignée par l'association minéralogique de type schistes verts. L'existence de plagioclases de grande taille, nettement antérieurs à la deuxième schistosité et l'alignement très net des amphiboles vert foncé, plaident en faveur de l'assimilation de cette première association minéralogique à une paragenèse métamorphique (ou à la rigueur magmatique), plutôt qu'à un assemblage d'origine sédimentaire ;

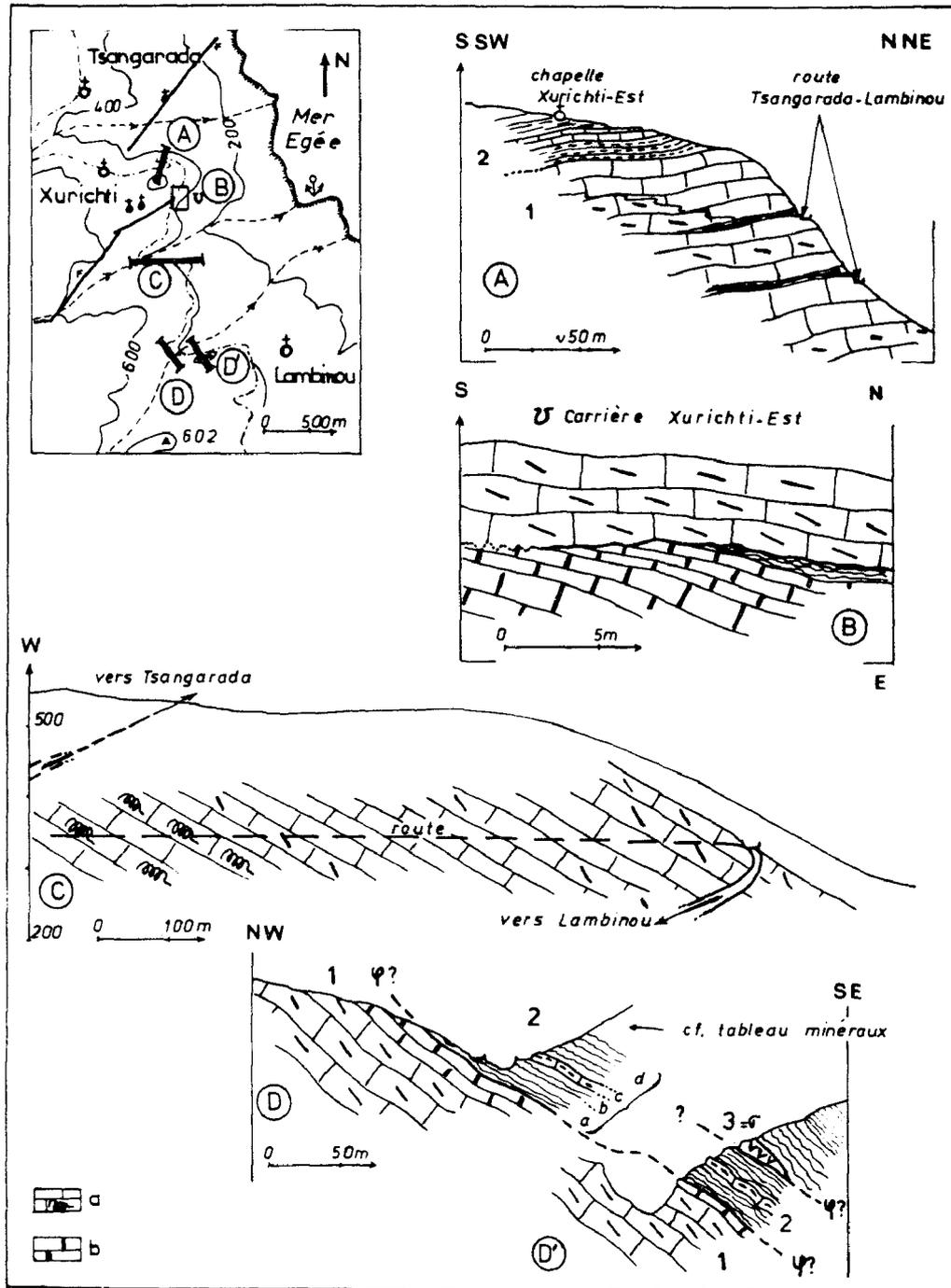


Fig. 201. - Séries d'affinités pélagoniennes. Affleurements de Xurichti. Pg 7 m, fig. 194.

a. marbres et dolomies à Gastéropodes. - b. marbres noirs en plaquettes.

Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

(2c) une passée carbonatée à calcite, quartz, mica blanc, chlorite verte et sphène ;

(2d) des schistes verts à quartz, chlorite, épidote mais aussi amphibole incolore vert pâle et calcite qui supportent ou contiennent les corps de péridotite serpentinisée (3).

En résumé, cette série schisteuse, riche en niveaux quartzeux, présente un métamorphisme "schistes verts" à amphibole de type "actinote". De grands minéraux d'amphibole verte (hornblende) pouvant représenter des minéraux détritiques anté-métamorphiques ou plus certainement, les

Localisation coupe		Min ² Ech.	O	Cc	Ab	M bl	Bi	Chl	Amph anfe	Amph v.p.-inc.	Amph bl.-bl.v.	Lw	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES		
Age: Jurassique sup ou Paléozoïque	a	F5 286	++		+	++								+		+	Apat.	Micaschiste	
		287	++		+	++	I							+		+		"	
		290	++			+	++								+				"
		290 ^b	++	+	+	+	++											Apat.	"
		290 ^c	+	+	+	+									+				"
	b	288	++			+	$\frac{(4-2)}{(0-1)} I$		+		+				$\frac{(4-2)}{(0-1)}$			Apat.	"
		289	++	+	+	+	$\frac{(4-2)}{(0-1)} I$		+	Hb (0-1) I	$\frac{(4-2)}{(0-1)}$				$\frac{(4-2)}{(0-1)}$				Ss Hb Micasch.
	c	292	+	++	(+)	+			+									Sphère	Cipolin
	d	293	++			+			++		+			++		+			Chloritoschiste

Tabl. III 11. - Séries d'affinités pélagoniennes : Affleurements de Xurichti (D, fig. 201).

restes d'une paragenèse métamorphique (et/ou magmatique) antérieure, s'y observent. Ils rappellent les faciès observés à l'Ouest du Pelion nord, dans la coupe du mont Karasu (fig. 200), et surtout à l'Est de Glafire, où ils occupent une position identique (fig. 198).

L'absence de tectonisation importante au contact entre les schistes et l'ensemble marbres-dolomies sous-jacent en certains endroits, semblerait indiquer qu'il s'agit d'un contact stratigraphique : les schistes à amphibole verte (hornblende) appartiendrait alors à la partie supérieure de la série pélagonienne. Cependant, la présence, en d'autres lieux, de contacts nettement tectonisés (cf. *infra*) doit inciter à la prudence.

b. LES AFFLEUREMENTS DU MONT KEFALES.

D'autres coupes intéressantes peuvent être levées dans le secteur du mont Kefales. Les observations que l'on y peut faire sont les suivantes (fig. 202) :

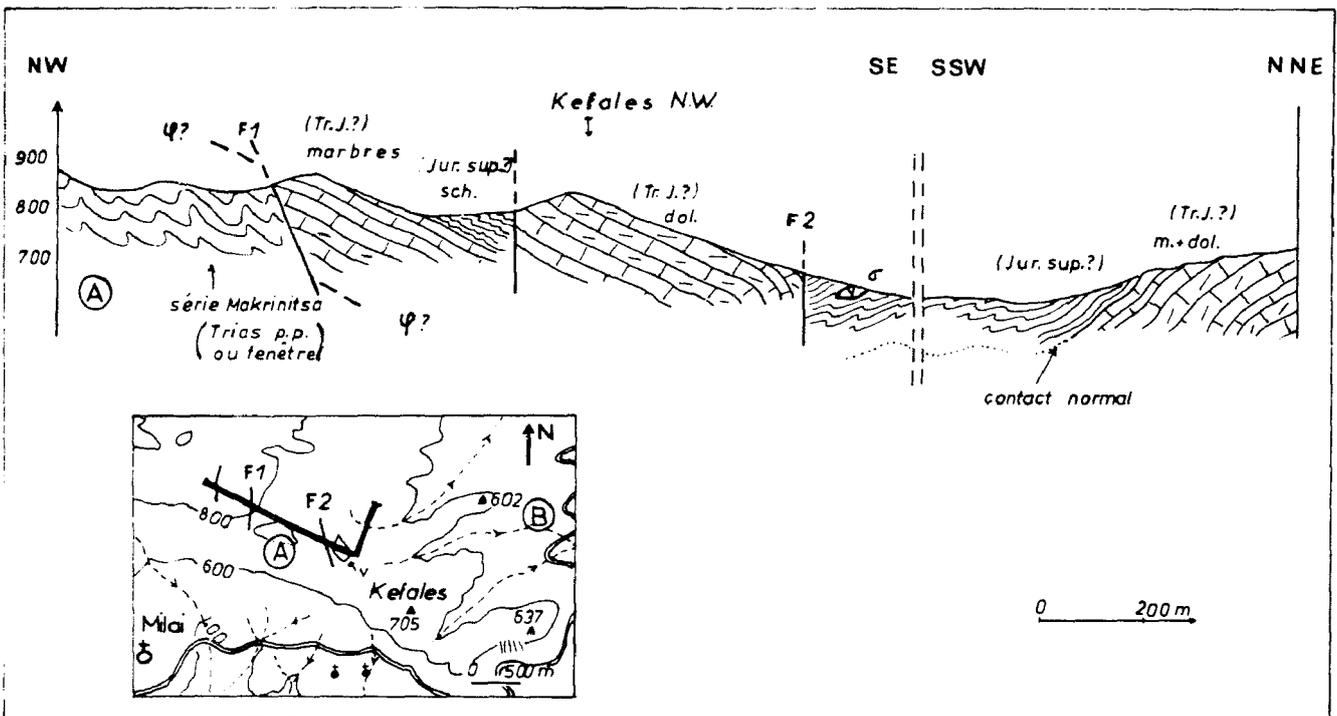


Fig. 202. - Séries d'affinités pélagoniennes. Les affleurements du mont Kefales. Pg 8 m, fig. 194. Figurés : fig. 185 B.

- le passage entre les marbres et dolomies de base et certains affleurements de schistes supérieurs est très nettement de nature stratigraphique ;

- quelques corps décamétriques de péridotites serpentinisées (olistolithes ?) apparaissent également au sein des schistes supérieurs qui sont ici de type "schistes verts" ;

- un niveau à amphibole verte (hornblende), antérieure à la paragenèse de type "schistes verts", a été reconnu, à l'Est du mont Kefales, en bordure de la route Neochorion-Tsangarada au niveau où celle-ci recoupe, pour la première fois en venant du Sud, le contact des marbres-dolomies et des schistes supérieurs (B, fig. 202), mais le contact est ici de nature tectonique.

Ces observations complémentaires permettent d'affirmer qu'il existe bien des schistes supérieurs en contact normal avec les marbres et dolomies sous-jacents, mais ceux-ci ne montrent pas d'amphibole vert foncé, au moins dans les premiers mètres situés au contact des marbres. Lorsque ces amphiboles vert foncé (anté-S2) sont présentes, des indices de tectonisation existent.

2. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR DE PROPAN-LAMBINOÛ.

Dans ce secteur très boisé, les seules coupes présentant une certaine continuité sont celles situées en bord de mer.

a. COUPE DE LA "PLAGE" DU VILLAGE DE PROPAN.

Le long de cette "plage" située au Nord-Est de Propan, on peut observer la base des schistes qui surmontent les formations carbonatées. De bas en haut et du Nord-Ouest au Sud-Est, affleurent successivement (fig. 203 et tabl. III 12) :

- (1) les marbres et dolomies, en bancs massifs, qui constituent la formation carbonatée de base de la série métamorphique pélagonienne. Un débit vertical, dû à une schistosité fruste, masque leur pendage qui est de l'ordre de 30° vers le Sud-Est ;

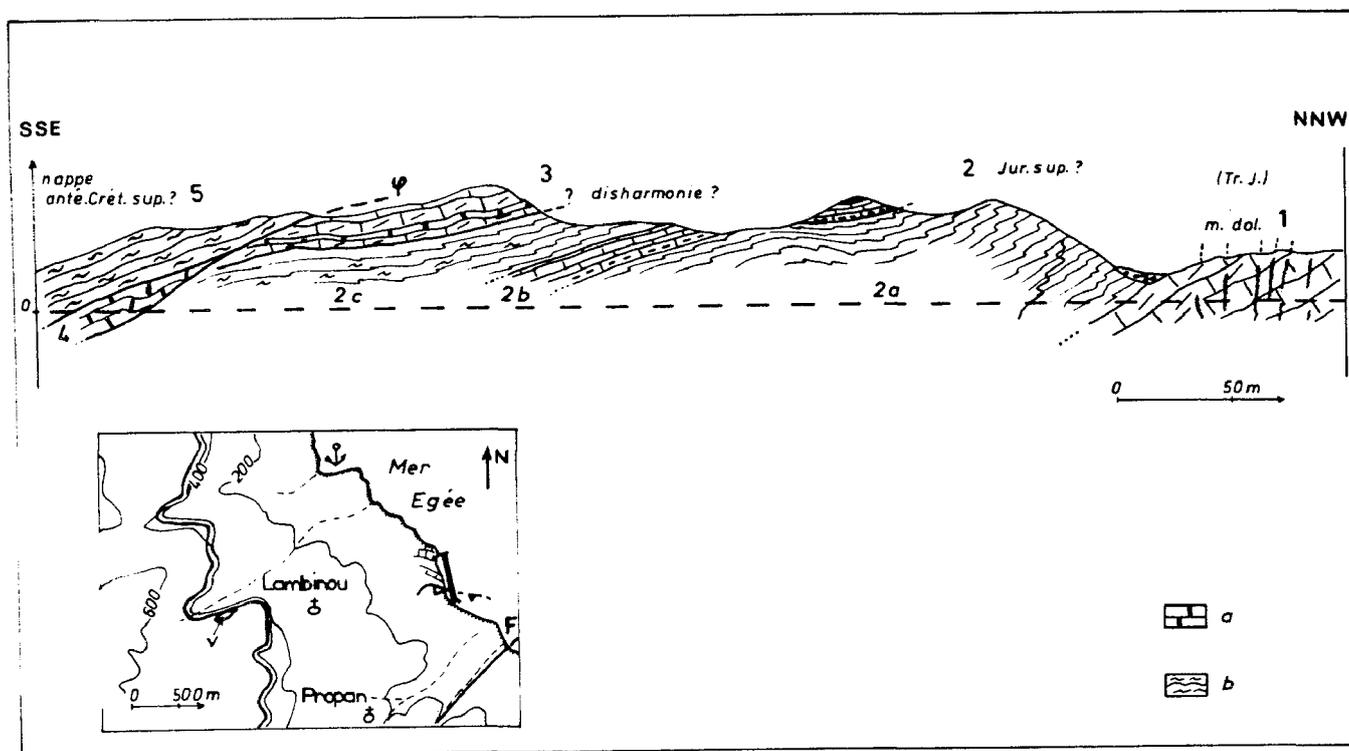


Fig. 203. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe de la plage des villages de Kalamakion et Propan. Pg 9 m, fig. 194.

a. marbres noirs. - b. schistes ocellés quartzeux ou quartzo-feldspathiques.
Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

Localisation	Min ^e	O	Cc	Ab	M bl	Bi verte	Chl	Amph ante	Amph v. p.-inc.	Amph bl.-bl.v.	Lw	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES	
Jur. sup. Pélagon. ? Coupe Rg 9m	a	F7.48	++	+	+	++						+				Micaschiste	
	b	" 47	++	++	+	+										Calcschiste	
	c	" 45	++		+		(+)	++					++		+	sphène	Chloritoschiste
		F7.170	++		+	++							+				Schiste oeilé
		" 171 ^b	++		+	+	$\frac{1}{(0-1)}$						+		+		"
Jur. ou Paléoz.	⑤	" 172	++		+	$\frac{1}{(0-1)}$		+				+		+		"	
		F7.49	++			$\frac{1}{(0-1)}$	$\frac{1}{(0-1)}$		+				$\frac{1}{(0-1)}$				"

Tabl. III 12. - Séries d'affinités pélagoniennes : Coupe de la plage des villages de Kalamakion et Propan (fig. 203).

- (2) des schistes verdâtres, assez pâles, où s'intercalent quelques passées de marbres à phyllites, en bancs peu épais. Les principaux faciès minéralogiques observés sont représentés dans le tableau III 12. Il s'agit essentiellement de faciès quartzeux, à mica blanc et plagioclase sodique (albite) qui forment avec le quartz, des petits yeux reconnaissables sur le terrain. S'y ajoutent des calcschistes à calcite, quartz et feldspath ainsi que des schistes chloriteux à quartz, feldspath (albite) et épidote (pistachite). Le contact entre les schistes et les marbres sous-jacents est masqué, sur un ou deux mètres, par des éboulis de schistes ;
- (3) une formation de 10 à 15 m de puissance, de marbres gris-noirs, microplissés, à intercalations dolomitiques, semblable à l'ensemble carbonaté de base (1). Le contact avec les schistes sous-jacents, bien que froissé, pourrait être de nature stratigraphique, comme le suggèrent les petites récurrences de marbres dans les schistes verdâtres (2) ;
- (4) et (5), des schistes marrons (5) présentant des niveaux oeilés (quartz + plagioclase sodique), qui constituent une unité tectonique recouvrant les niveaux décrits précédemment. Un copeau de marbre noir (4), de faciès proche des marbres et dolomies de la formation (3) souligne ce contact.

En résumé, cette coupe permet d'observer une série métamorphique qui pourrait correspondre à la partie supérieure (anté-ophiolitique) d'une série pélagonienne, qui serait elle-même chevauchée par une unité de schistes plus ou moins oeilés appartenant à une unité tectonique mise en place avant le Crétacé supérieur (base d'une unité pélagonienne ou pagasitique).

b. LES AFFLEUREMENTS EN BORDURE DE MER, A L'EST (ESE) DE PROPAN.

Ces affleurements sont accessibles, avec quelque difficulté, à partir des pistes qui longent le bord septentrional de la colline de Neochorion. De bas en haut et du Nord-Ouest au Sud Est, on relève la succession suivante (fig. 204) :

- (1) des marbres et dolomies en bancs massifs, gris-noir, à passées plus claires. Un niveau décimétrique sombre, à traces blanchâtres, a livré des restes d'Algues à section circulaire interrompue par des pores répartis régulièrement sur le manchon calcaire cylindrique ; il s'agit sans aucun doute de *Dasycladacées*. Selon Cros, il pourrait s'agir de *Diplopore annulata* (Schlaf.), du Trias moyen,
- (2) des schistes verdâtres, à débit schisteux peu net, qui sont ici d'accès difficile et n'ont pu être observés dans de bonnes conditions. Un banc carbonaté clair s'intercale à la partie supérieure de cet ensemble schisteux et pourrait représenter le niveau (3) de la coupe de la plage de Propan (3, fig. 203) ;
- (3) après un hiatus de plusieurs centaines de mètres, des schistes variés à intercalations de marbres en plaquettes, plus ou moins siliceux. Trois ensembles peuvent y être distingués ; de bas en haut :

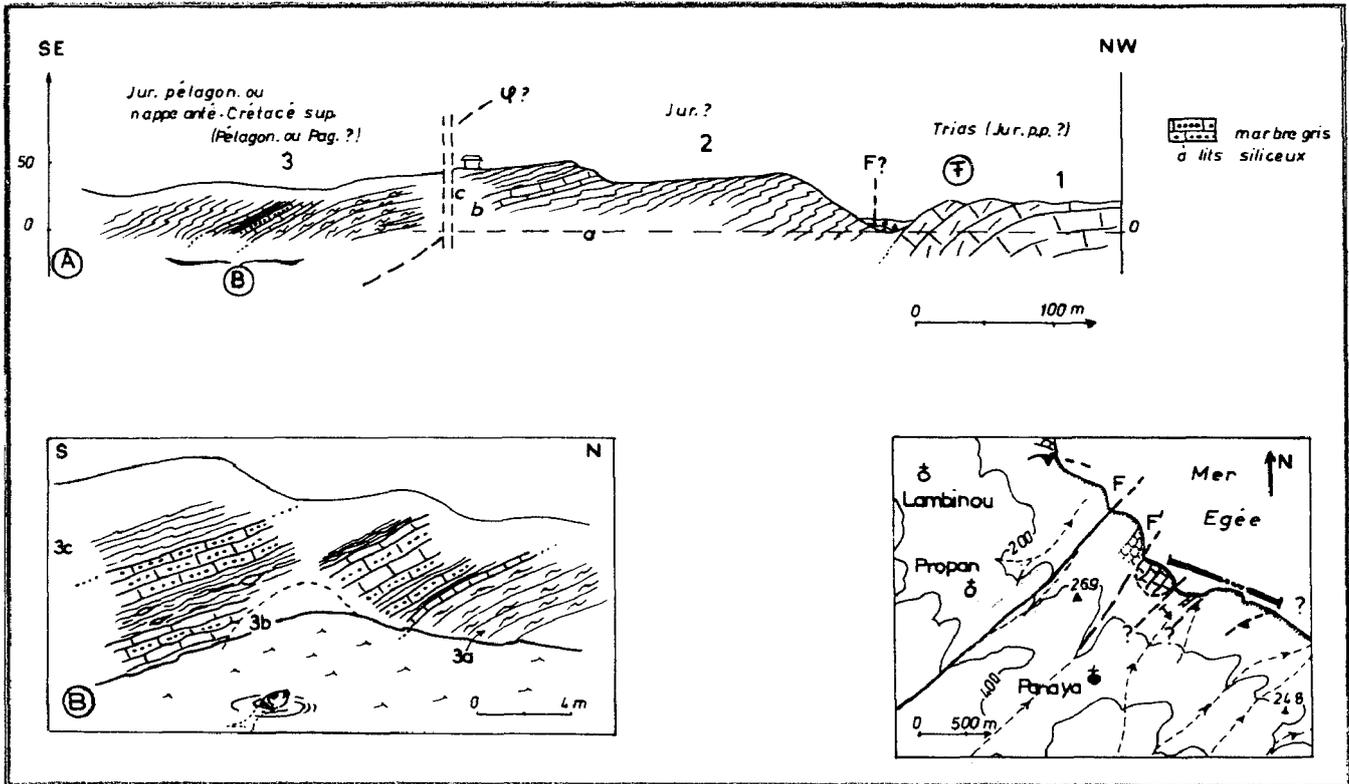


Fig. 204. - Séries d'affinités pélagoniennes. Affleurements en bordure de mer, à l'Est de Propan. Pg 10 m, fig. 194.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

- des schistes ocellés, marrons ou blancs, très quartzeux, à plis décamétriques isoclinaux (3a), présentant une mylonitisation souvent importante et des micas blancs de grande dimension, antérieurs à la schistosité principale ;
- une alternance de bancs carbonatés, plus ou moins siliceux, et de schistes verts ou noirs, à lentilles siliceuses et/ou calcitiques (3b) ;
- des schistes variés, d'abord verts et quartzeux, puis sur le chemin situé sur la falaise, des schistes noirs très micacés (3c).

Interprétation : la présence d'Algues permet d'envisager un âge p.p. triasique pour la formation carbonatée de base (1). Les schistes sus-jacents (2) pourraient correspondre, du fait des récurrences carbonatées (2b), à la partie supérieure de ces marbres. En revanche, l'absence de continuité entre les schistes (2) et (3) ne permet pas de choisir entre les différentes hypothèses possibles quant à l'interprétation de la formation schisteuse (3). Celle-ci peut en effet constituer la partie supérieure des schistes de la série pélagonienne, mais peut tout aussi bien représenter la partie basale d'une nappe qui se serait mise en place au cours des phases paléohelléniques. Le dispositif observé serait alors comparable à celui de la plage de Propan.

3. LA "KLIPPE" D'ANILION-MAKRIRACHI : PRESENCE DE ROCHES BASIQUES.

Cet affleurement est situé sur la route qui longe le flanc égéen du mont Pelion, entre les villages d'Anilion et de Makrirachi, 8 km environ, en ligne droite, au Nord-Nord-Est des affleurements de Xurichti.

On y observe essentiellement une alternance de marbres et de dolomies (d) en bancs massifs, de schistes verdâtres parfois d'aspect bréchiq (s), et de roches dures verdâtres, assimilables à des roches éruptives basiques métamorphisées (e).

a. DESCRIPTION.

Dans le détail, on note successivement, d'Ouest en Est (fig. 205) :

- (S1) des schistes verts typiques, à quartz, épidote, chlorite, mica blanc ;
- (d1) et (d2) des dolomies massives, plissées, limitées à l'Est par une faille subverticale. Des faciès de brèches sédimentaires (d2) montrent des traces annulaires à pores disposés régulièrement, qui, là encore, correspondent à des Algues Dasycladacées ;
- (e) une passée verdâtre, à débit massif (e), constituée d'une partie verdâtre à grain fin et d'une autre partie blanche et verte, à grain plus grossier. Ces faciès pourraient correspondre à d'anciennes roches éruptives basiques de type dolérite-gabbro. Leur métamorphisme est de type "schistes verts" à amphibole vert pâle de type actinote, chlorite, mica blanc et biotite verte. Ces minéraux remplacent les anciens minéraux (pyroxènes, plagioclases) dont les formes géométriques sont encore reconnaissables au milieu d'un fond d'épidote (pistachite) et de mica blanc en très petits cristaux (voir les analyses à la microsonde de ces minéraux : F2-254 et F7-14b ; 3e partie, chapitre II, paragraphe III, E) ;
- (d3) des bancs carbonatés dolomitiques, massifs, subverticaux, et épais de quelques mètres ;
- (S2) une passée de schistes verdâtres caractérisés par la présence de brèches qui rappellent les faciès éruptifs précédents : il pourrait s'agir de tufs ou de brèches pyroclastiques. La paragenèse minérale est la même que celle du niveau (e) ;
- (d4-5) et (S3-4), une alternance de dolomies (d4) et (d5) et de schistes verdâtres, riches en mica blanc (S3) et (S4) ;
- (d6) des dolomies blanchâtres, en bancs massifs, qui affleurent sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (100 m environ) ;
- (S5) des schistes microplissés dont le contact avec la masse dolomitique sous-jacente est nettement froissé. Un échantillon, prélevé au Nord-Est de la route, montre une paragenèse typique de type "schistes verts" affectée de microplis isoclinaux.

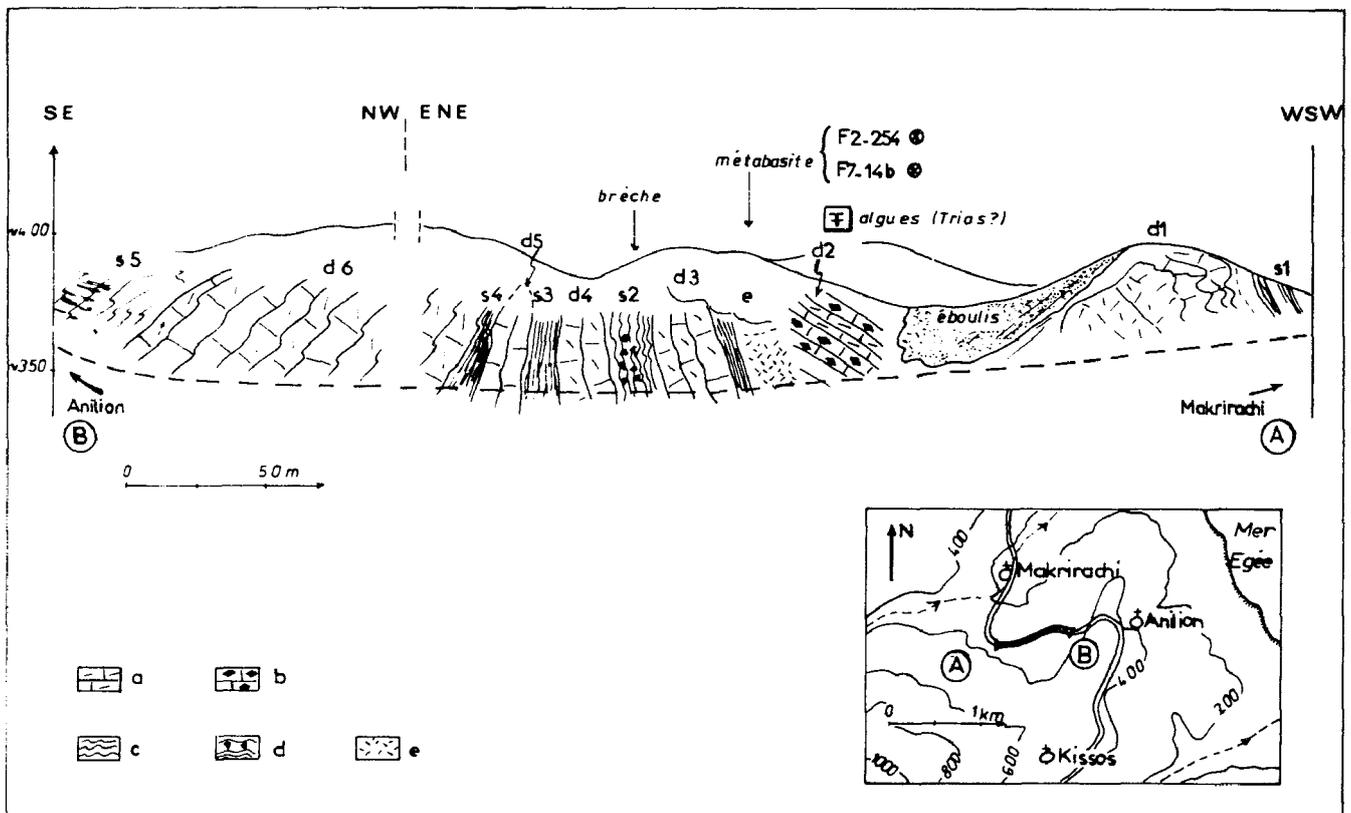


Fig. 205. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe d'Anilion-Makrirachi. Pg 11 m, fig. 194.

a. dolomies massives. - b. niveaux carbonatés bréchiqes. - c. schistes divers. - d. schistes d'aspect bréchiq (origine éruptive p.p.). - e. metabasites (ex dolérites-gabbros ?). - niveaux d 1 à d 6 et S 1 à S 5 : voir texte.

b. INTERPRETATION.

L'existence dans les niveaux carbonatés dolomitiques massifs (d1 à d6) d'Algues Dasycladacées est l'argument majeur qui conduit à rattacher ces affleurements à la série métamorphique d'affinité pélagonienne du Pelion.

Le passage des schistes aux dolomies se fait toujours de façon brutale et les répétitions de schistes et dolomies sont probablement dues, pour partie au moins, à des déformations tectoniques.

Toutefois, il semble que les niveaux (S2) et surtout (e) puissent être considérés comme des roches appartenant à la même série que les dolomies, au sein desquelles elles seraient intrusives ou interstratifiées.

Cette conclusion est importante car le métamorphisme de ces roches basiques est ici de type "schistes verts", à amphiboles de type actinote et biotite verte, or, il semble qu'il en soit de même dans la série de Makrinitza-Zagora sous-jacente, alors que plus à l'Ouest, cette dernière est de type "schistes bleus". Cette phase de métamorphisme de type "schistes verts", pourrait être postérieure au métamorphisme schistes bleus. Cependant, aucune relique de cette première paragenèse de type "schistes bleus" n'a pu être observée. Un argument en faveur de cette hypothèse pourrait être fourni par les quelques âges absolus obtenus sur les minéraux des paragenèses correspondant à ces deux métamorphismes (*cf. infra*), mais cette différence d'âge reste mineure.

4. CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES PELAGONIENNES DU PELION CENTRAL.

Les séries décrites dans ce paragraphe sont indiscutablement des séries néritiques, avec leurs marbres et dolomies en bancs massifs, à Gastéropodes et Algues (triasiques pour certaines) indiquant un milieu de sédimentation peu profond. Le contexte géologique et les affinités de faciès reconnues avec les séries du Pelion septentrional montrent qu'il s'agit très certainement de séries pélagoniennes.

Dans le détail, plusieurs points intéressants peuvent être notés :

- il existe de fines passées schisteuses dans la masse carbonatée principale (coupes de Xurichti, fig. 201) et des récurrences de marbres et dolomies dans les schistes supérieurs (plage de Propan, fig. 203) ;

- un problème de même nature que celui évoqué pour les séries du Pelion septentrional se pose ici, à savoir celui de différencier au sein des schistes surmontant la masse carbonatée principale (Trias-Jurassique p.p.), ceux qui représentent les schistes supérieurs pélagoniens (Jurassique p.p. ?) de ceux qui appartiennent à des unités tectoniques sus-jacentes. Trois cas ont été observés :

- + des schistes à paragenèse homogène, de type "schistes verts", surmontent directement les niveaux carbonatés en série (apparemment) continue (Kefales, fig. 202 ; plage Propan, fig. 203) ;
- + des schistes à reliques d'amphibole vert foncé, parfois ocellés et mylonitisés, recouvrent tectoniquement les niveaux schisteux ou carbonatés sous-jacents (fig. 202 B) ;
- + des schistes peu mylonitisés, à reliques d'amphibole vert foncé, viennent directement au contact des marbres et dolomies sous-jacents, par l'intermédiaire d'un contact apparemment peu tectonisé (Sud de la masse carbonatée de Xurichti, fig. 201 D). Par comparaison avec le dispositif précédent, il est tentant de considérer qu'il existe malgré tout un contact tectonique bien que cela soit peu évident sur le terrain. Il faut cependant envisager également l'hypothèse où ces terrains seraient en série continue, hypothèse aux conséquences majeures quant à l'interprétation des successions de phases de recristallisations métamorphiques. Dans ce dernier cas en effet, il faut expliquer la présence des amphiboles vert foncé (hornblende) dans des schistes supposés du Jurassique p.p., en envisageant, par exemple, une phase de métamorphisme paléohellénique d'intensité suffisante pour donner naissance à de tels faciès (de telles affinités sont connues près de Mikro Vounon, par exemple, au Nord de Farsala).

D, LES SERIES METAMORPHIQUES D'AFFINITES PELAGONIENNES DU PELION-SUD.

Elles affleurent dans la partie la plus méridionale de la presqu'île de Magnésie et consti-

tuent notamment l'apophyse étroite du mont Sarakiniko (629 m), de direction ENE-WSW, qui limite au Sud le golfe pagasitique.

Les "marbres" de Trikkeri ont été signalés dans divers travaux (Deprat, 1904 ; Guernet, 1971), mais aucune étude particulière n'a été accordée aux séries de ce secteur méridional, d'accès, il est vrai, malaisé. Plus récemment, des études parallèles ont été menées par Wallbrecher et par moi-même. Ces études ont permis de séparer, dans ce secteur du Pelion méridional, des ensembles conglomératiques pour partie rapportés au Crétacé supérieur et des séries "pélagiques" triasico-jurassiques (?), formant des nappes mises en place précocement sur des séries d'affinités pélagoniennes (Ferrière, 1976 b, c, 1978, 1979 ; Wallbrecher, 1976, 1979).

Etant donné l'importance des tectoniques et des métamorphismes tertiaires, il est bien évident que de telles conclusions sont encore en partie hypothétiques ; elles feront l'objet de discussions dans ce paragraphe et dans le chapitre consacré à la tectonique. S'agissant des séries d'affinités pélagoniennes, une des principales conclusions issues de l'étude de ce secteur a été la mise en évidence, à la base des marbres, de schistes oeilés très épais, rappelant les faciès paléozoïques d'Othrys orientale (Ferrière, 1976 b et c). Cette présence pose le problème des corrélations entre les unités pélagoniennes du Pelion central et septentrional, à soubassement de type "schistes bleus", d'une part, et celles du Pelion méridional à soubassement de "schistes oeilés", d'autre part.

1. COUPES TYPES DANS LE MASSIF DU SARAKINIKO.

a. COUPE SSE-NNW PASSANT PAR LE CAP CANONI.

De bas en haut et du Sud au Nord, on observe (fig. 206 A) :

- (1) 200 à 300 m (visibles) de schistes de teinte claire, fins ou plus souvent oeilés. Les paragenèses sont assez homogènes : quartz, mica blanc, épidote, tourmaline et plagioclase sodique (albite) formant les yeux. Plus à l'Est (cf. *infra*), une paragenèse plus ancienne, à biotite, muscovite et grenat, caractérise cet ensemble ;

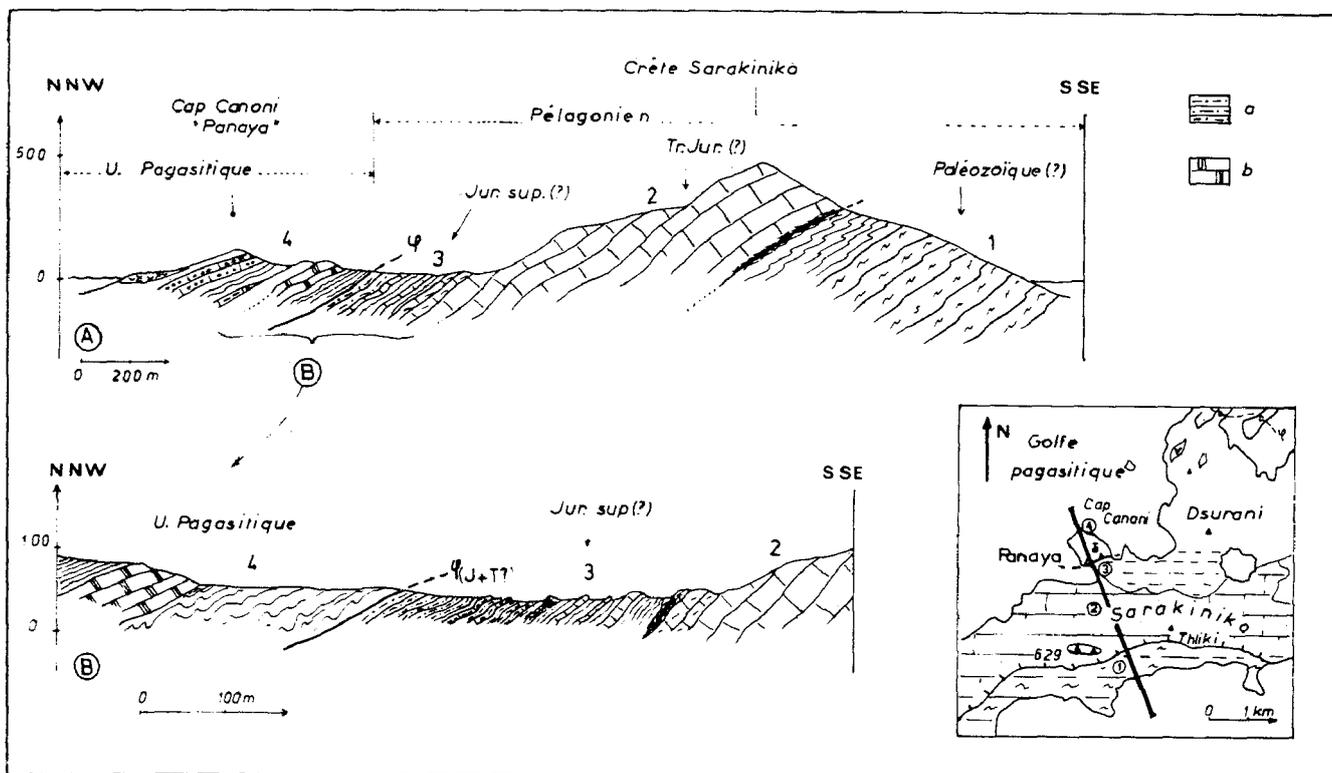


Fig. 206. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe Sarakiniko-cap Canoni. Pg 12 m, fig. 194.

a. schistes jaunâtres quartzeux, plus ou moins calcitiques. - b. marbres blancs massifs de l'unité supérieure (pagasitique ?).
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

- (2) 400 m environ de marbres gris clair, en bancs massifs, peu ou pas dolomitiques. Le contact avec les schistes sous-jacents est froissé mais il s'agit très probablement d'un contact mineur puisque ce contact garde des caractéristiques constantes tout au long du Sarakiniko et qu'une telle superposition de nature stratigraphique (marbres triasiques et jurassiques sur schistes paléozoïques) est connue en Othrys orientale, quelques kilomètres plus à l'Ouest ;
- (3) une alternance de schistes jaunâtres et de marbres en plaquettes, en contact normal avec les marbres sous-jacents (2). Les schistes présentent une minéralogie peu variée : quartz, mica blanc, un phyllosilicate de teinte marron, et, parfois, plagioclase sodique et calcite. Le détail lithologique de cet ensemble est donné sur la figure 206 B ;
- (4) un ensemble constitué de schistes jaunâtres, de marbres blancs en bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur, et de marbres gris à lits siliceux. Un contact tectonique, d'importance non déterminée, sépare ce dernier ensemble (4) de la formation sous-jacente (3).

b. COUPE SSW-NNE PASSANT PAR LE MONT DSURANI (170 m environ).

Cette transversale, faite deux kilomètres à l'Est de la précédente, permet d'observer les mêmes successions lithologiques, notamment à la base du dispositif, mais apporte des précisions sur les niveaux supérieurs. Du Sud au Nord et de bas en haut, affleurent (fig. 207 B) :

- (1) les schistes fins et ocellés, épais de 300 à 400 m ;
- (2) les marbres massifs, gris clair, atteignant 400 m d'épaisseur environ ;
- (3 à 6), l'ensemble supérieur constitué de schistes et de marbres, avec successivement :
 - une passée de schistes jaunâtres où s'intercalent de rares bancs de marbres (3) ;
 - des marbres gris clair, massifs, à passées dolomitiques fines, d'ordre centimétrique (4) ;
 - un ensemble important de schistes quartzeux, jaunes ou marrons, à bancs de quartzites noirs et rouges (metacherts), à piémontite (5) ;
 - une épaisse série composée de schistes, de marbres gris ou blancs, et de marbres gris à lits siliceux ayant livré des Conodontes (6).

Les niveaux de schistes encadrant les marbres massifs sont les mêmes que ceux étudiés dans la coupe du Cap Canoni (fig. 206 A).

La présence de Conodontes dans les marbres dolomitiques et siliceux de l'ensemble (6) (Ferreira, 1978, 1979 b) m'a conduit à considérer que celui-ci pouvait constituer une série "pélagique" indépendante de la série sous-jacente d'affinité pélagonienne (*cf. infra*). Un problème de même ordre se pose pour les niveaux (3) à (5) : le contact entre (3) et (4) par exemple, apparaît quelque peu froissé, et surtout l'ensemble schisteux (3) semble disparaître en biseau au niveau de la transversale de la baie de Sastena (fig. 207 A). Toutefois, aucun copeau tectonique particulier ne venant souligner cet éventuel contact tectonique, il pourrait s'agir plus simplement de disharmonies, comme cela a été envisagé précédemment, plus à l'Ouest, pour le contact entre les niveaux de base (1) et (2).

c. CONCLUSIONS RELATIVES AUX COUPES DU SARAKINIKO.

Les séries observées sur les différentes transversales du Sarakiniko sont caractérisées par la présence d'une épaisse formation (300 à 400 m) de marbres gris clair, massifs (2), intercalés entre des schistes fins et ocellés également très épais (300 m visibles environ) à la base (1), et un ensemble de schistes et de marbres moins massifs au sommet (3, 4, etc...).

Les caractéristiques de ces faciès et des successions lithologiques observées, rappellent en tous points celles qui ont été reconnues en Othrys orientale, 5 km environ plus à l'Ouest, où les marbres, là aussi peu dolomitiques, sont datés du Trias-Jurassique et les schistes sous-jacents du Paléozoïque (+). Ces constatations conduisent à placer la série du Sarakiniko parmi les séries pélagoniennes.

(+) Plus précisément, entre les schistes ocellés d'Othrys orientale et les marbres supérieurs, s'intercalent parfois des grès et des calcaires noirs à Fusulines, du Permien supérieur.

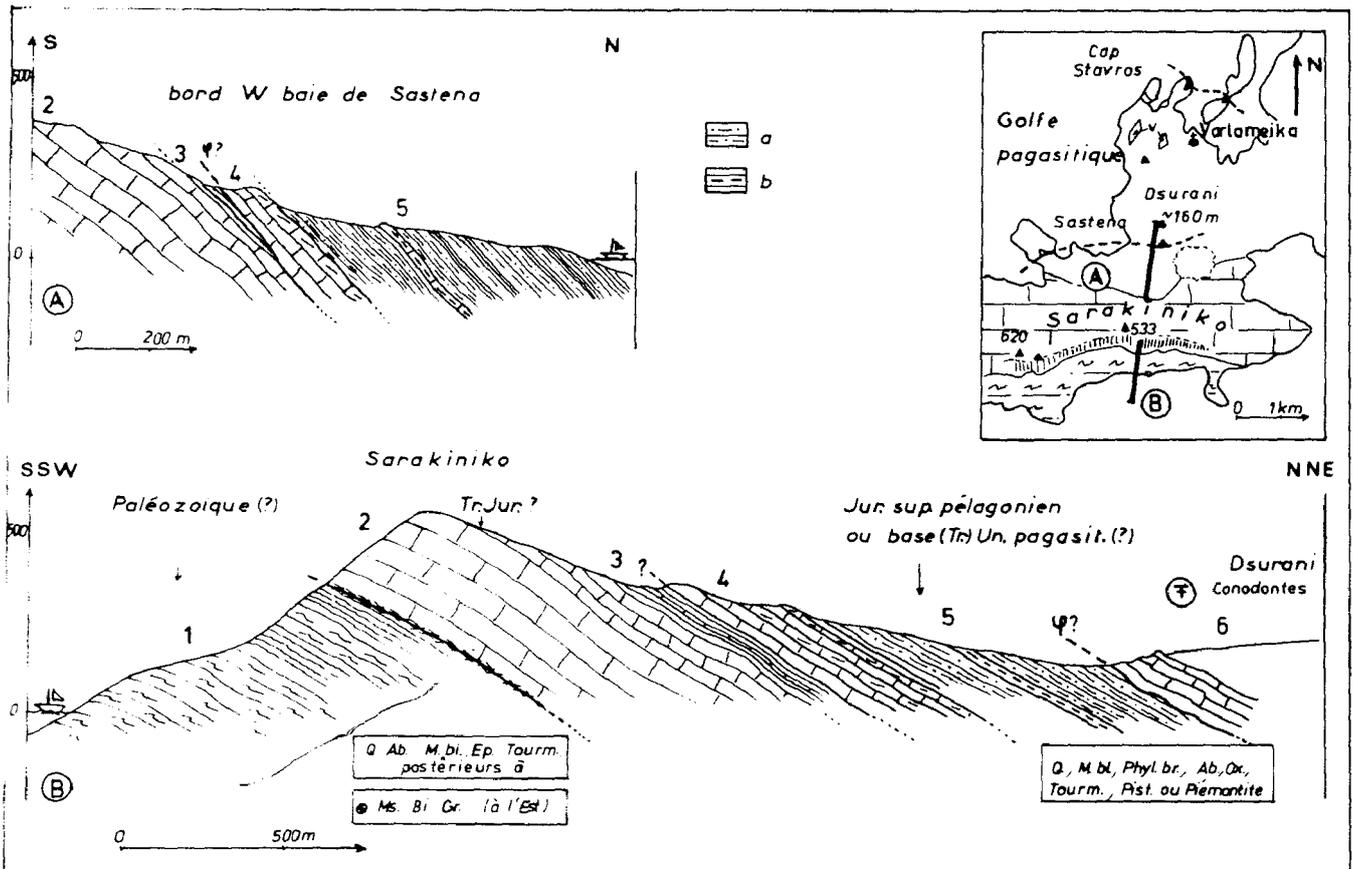


Fig. 207. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupes du Sarakiniko.

A. coupe sur le bord occidental de la baie de Sastena. - B. coupe passant par le Dsurani.
Pg 13 m, fig. 194.

a. schistes jaunâtres quartzeux. - b. niveaux siliceux (métaradiolarites ?) rouges ou noirs.
Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

3. EVOLUTIONS LATÉRALES DES SÉRIES DU PELION MÉRIDIIONAL.

De part et d'autre de la crête du Sarakiniko, c'est-à-dire à l'Ouest et surtout à l'Est de celle-ci, affleurent des séries dont les faciès ne rappellent qu'en partie ceux du Sarakiniko. A l'Est, la tectonisation des séries est importante, si bien que les marbres (Trias-Jurassique supposé) peuvent être réduits à de simples copeaux tectoniques ou bien même être absents, tandis qu'à l'Ouest au niveau de Trikkeri, la partie supérieure de la série présente des particularités nombreuses (répétitions de faciès carbonatés massifs, etc...).

a. LES AFFLEUREMENTS ORIENTAUX : LE SECTEUR DE PLATANIA.

a1. Les schistes de base.

Ils constituent de vastes affleurements autour du village de Platania (fig. 194).

Les faciès sont assez semblables à ceux de Sarakiniko, notamment en ce qui concerne les schistes ocellés de la base de la série. Du point de vue minéralogique, des observations ont pu y être effectuées :

- au Nord-Ouest de Platania, près du monastère Agios Nikolaos, existent des schistes fins, verdâtres, à paragenèse typique d'un métamorphisme de faible degré : quartz, chlorite verte, mica blanc (en petits cristaux), et pistachite. Certains schistes bruns ne présentent pas de chlorite mais des phyllosilicates brunâtres, parfois en aiguilles (stilpnomélane ?), associés à des plagioclases sodiques ;

- en bordure de mer, juste à l'Ouest des plages de Platania, affleurent des schistes micacés à grenats et des niveaux durs, en passées centimétriques, constitués pour l'essentiel de grenats plurimillimétriques. Les paragenèses sont alors les suivantes : quartz, mica blanc, biotite souvent en très grands cristaux (1 cm), grenat et plus rarement, pistachite et tourmaline jaunâtre. Les grenats ont été déterminés comme étant de l'almandin (Wallbrecher, 1976 et dét. personnelle ; cf. *infra*), alors que certains micas blancs sont des muscovites et non pas des phengites.

Un problème se pose à propos de ces paragenèses : non seulement il existe parfois, dans une même lame mince, des phyllosilicates de très grande taille et d'autres de taille très petite, ce qui suggère l'existence de plusieurs phases de recristallisation, mais en outre un âge absolu obtenu sur les muscovites a donné 240 MA. Naturellement, il pourrait s'agir de muscovites détritiques, mais l'association minéralogique est telle (muscovite, biotite, almandin) qu'il est probable que l'on soit en présence d'une paragenèse métamorphique et/ou magmatique d'âge paléozoïque. Il est à remarquer que cela serait en accord avec les conclusions obtenues en Othrys orientale, où des amphibolites ont été datées de 307 ± 10 à 332 ± 11 MA (cf. 2e partie : Paléozoïque).

a2. Les marbres.

Ils forment de grands affleurements au Sud de la route Mylina-Lafkos et constituent notamment les monts Olison (326 m) et Longaria (342 m). Ce sont essentiellement des marbres blancs massifs qui, vers l'Est, sont réduits à de simples copeaux tectoniques et disparaissent même totalement. Près de l'embranchement avec la route de Platania, la route Lafkos-Promiri recoupe l'un de ces copeaux tectoniques. Le faciès de ce dernier est ici quelque peu différent, en ce sens qu'il s'agit de dolomies claires, à traces algaires, qui rappellent fortement les faciès dolomitiques observés près de Volos (Pelion-Nord) ou de Xurichti (Pelion central).

a3. Les schistes supérieurs.

Du fait de l'importante tectonisation qui caractérise ce secteur oriental du Pelion méridional, le contact entre les schistes qui recouvrent les marbres et ces derniers, est toujours froissé, si bien qu'il n'est pas possible de distinguer ce qui appartient à la série "pélagonienne" de ce qui peut constituer la base de l'unité tectonique majeure qui la surmonte.

Ce problème sera discuté en détail dans le paragraphe consacré à la description des faciès de l'unité tectonique supérieure dite "Unité pagasitique orientale" (Ferrière, 1978, 1979 b).

b. LES AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX : LA COUPE DE LA PRESQU'ILE DE TRIKKERI.

La crête du Sarakiniko, approximativement de direction Est-Ouest, est relayée vers l'Ouest par la presqu'île de Trikkeri, de direction subméridienne. De ce fait, des coupes particulièrement complètes peuvent être levées dans cette presqu'île, constituée au Nord, de terrains que j'ai attribués à la couverture transgressive du Crétacé supérieur et, au Sud, d'épaisses formations de marbres et dolomies à passées schisteuses, qui représentent très probablement le socle pélagonien d'âge triasico-jurassique qui nous intéresse ici (Ferrière, 1976 b, c).

b1. Description.

De bas en haut et du Sud au Nord, on relève la succession suivante (fig. 208 A, tabl. III 13)

- (1) les marbres gris clair, massifs, qui forment la crête du Sarakiniko ;
- (2) quelques dizaines de mètres de calcschistes rougeâtres et de schistes jaunes, à quartz, plagioclase sodique (albite), mica blanc, épidote (pistachite), chlorite (rare) et amphibole incolore à vert pâle, de type actinote ;
- (3) des marbres gris, à fines passées dolomitiques blanches ;
- (4) des schistes intensément tectonisés ;
- (5) des marbres massifs à lits dolomitiques ;
- (6) des schistes à reflets bleutés, constitués essentiellement de mica blanc, d'amphibole sodique (Mg- Riebeckite) et de minéraux opaques. S'y ajoutent : quartz, sphène-leucoxène, et épidote (pistachite) ;
- (7) des marbres massifs à lits dolomitiques ;

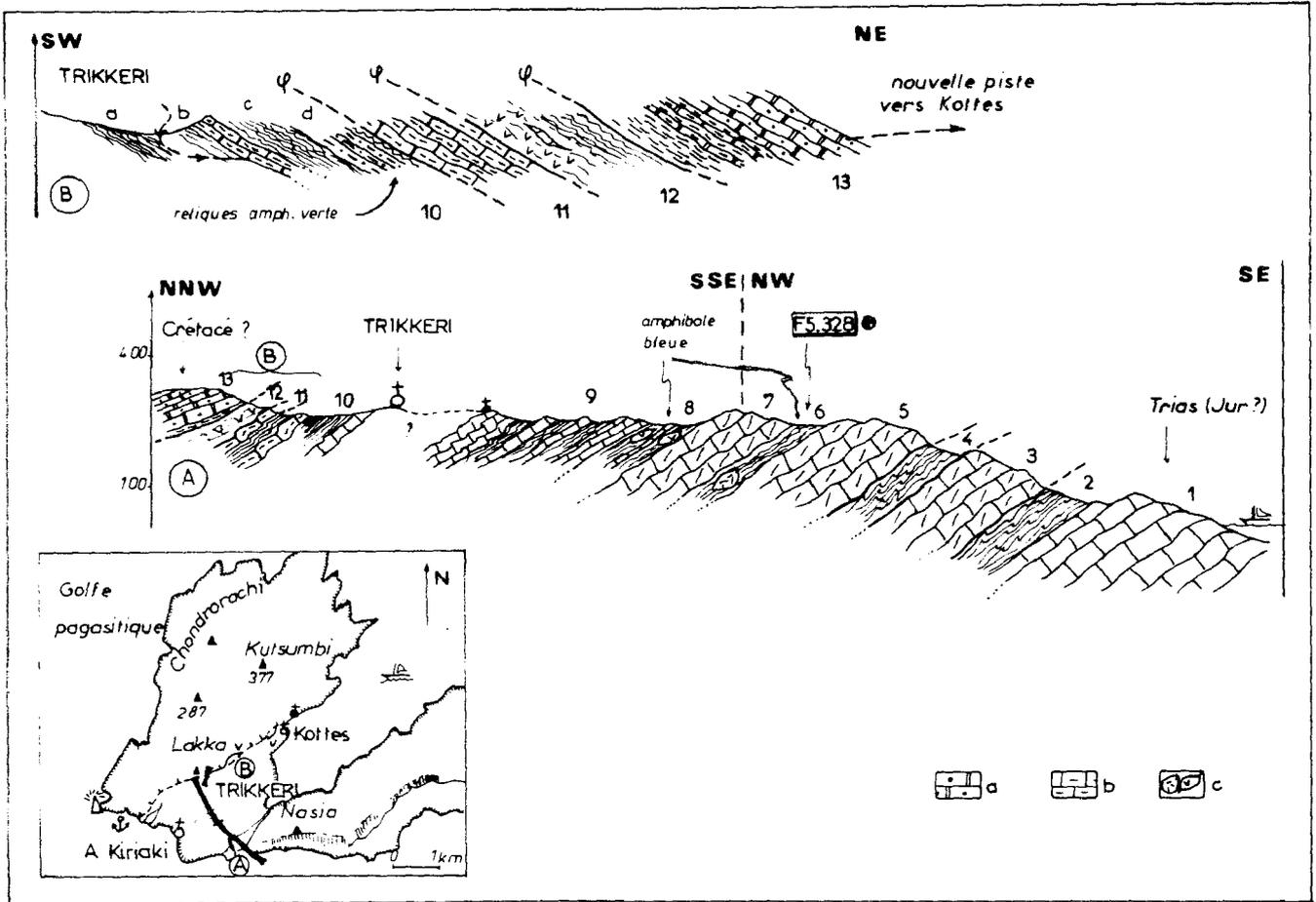


Fig. 208. - Séries d'affinités pélagoniennes. Coupe de la presqu'île de Trikkeri. Pg 14 m, fig. 194.

a. marbres en plaquettes gris-vert (Crétacé sup. probable). - b. schistes et calcschistes jaunâtres (base du Crétacé sup. ?). - c. corps éruptifs basiques et/ou ultrabasiques (olistolithes ou copeaux tectoniques ?).
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

localisation Pg 14 m	Mirr Ech.	Q	Cc	Ab	M bl	Bi	Chl	Amph anté	Amph v.p-inc.	Amph bl.	Lw	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES
Tr-Jur pélagonien	2	F5_323	++	++										+	Phyl. br.	marbre quartz ⁺
		"_324	+	++ (v. ank.)		+	+									calcschiste
		"_325	++		+	2 (1)	+			++ 1		+				amphibolite
		"_340	++			++		+							+	
Tr-Jur pélagonien	6	F6_247	+			+	(+)			++		(+)		+	sphene Appt.	amphibolite
		F5_328	+		+	++				++				+	stipho. sphene Appt.	"
U pagasit. ou pélagon.	10	b F6_249	++	++		++								+		cipolin
		d "_250	++			--		+	+ (0-1)	+ (1-2)		+ (1-2) (0-1)			Phyl. br.	micaschiste
Crét. sup.	11	"_251		++		+								+		marbre
	13	"_253		++		+		(+)							Phyl. br.	cipolin

Tabl. III 13. - Séries d'affinités pélagoniennes : Coupe de la presqu'île de Trikkeri (fig. 208).

- (8) un ensemble schisteux où s'intercalent quelques bancs peu épais de marbre et des corps éruptifs serpentinisés. Les schistes rappellent ceux du niveau (6) ;
- (9) une alternance de bancs, de 1 à 5 m d'épaisseur, de marbres gris-blanc, à passées dolomitiques, et de schistes bruns, verdâtres ou bleutés qui affleurent (dans de mauvaises conditions) jusqu'au village de Trikkeri ;
- (10) et (11) au Nord du village, une alternance de schistes et de marbres non dolomitiques, entaillée par la nouvelle piste Trikkeri-Kottes (cf. détail ci-dessous) ;
- (12) des niveaux serpentineux écrasés, qui témoignent de la tectonisation importante de la série ;
- (13) des calcaires marmoréens, jaunâtres, à intercalations schisteuses, passant à des calcaires marmoréens verdâtres, plus massifs, vers le haut qui appartient déjà à la couverture transgressive d'âge crétacé supérieur (supposé).

Les niveaux situés au Nord du village de Trikkeri, peuvent être analysés en détail le long de la nouvelle piste qui relie ce village au petit port de Kottes, sur la côte orientale (fig. 208 B) :

- (10) l'ensemble est caractérisé par des schistes jaunâtres (a et c), des marbres à mica blanc (b), et surtout des schistes de teinte claire (d), à quartz, mica blanc, épidote (allanite ?), chlorite, phyllosilicates brunâtres très altérés (biotite ou stilpnomelane ?) et de grandes amphiboles vertes (cf. hornblende) parfois remplacées par des amphiboles de teinte vert pâle à incolore (actinote) ;
- (11) les marbres sus-jacents présentent des traces sombres correspondant à une association de micas blancs et de minéraux opaques ;
- (12) les schistes serpentineux contiennent des copeaux de marbres ;
- (13) enfin, les niveaux supérieurs sont constitués des minéraux suivants : calcite, phyllosilicates de teinte marron clair en lumière naturelle, et quartz en grains isolés probablement détritiques.

b2. Interprétation.

b2.1. Lithostratigraphie.

Par rapport aux coupes du Sarakiniko, la principale caractéristique de la succession lithologique observée au Sud de Trikkeri est sa richesse en niveaux très épais (50 à 100 m d'épaisseur) de marbres à fines passées dolomitiques, séparés par des niveaux schisteux moins épais. Le problème se pose donc de savoir s'il s'agit de variations latérales de faciès ou d'un dispositif tectonique tertiaire ou même anté-crétacé supérieur (Ferrière, 1976 b).

L'interprétation la plus simple est d'admettre que l'on est en présence, pour l'essentiel, d'une série continue présentant des disharmonies importantes ; en effet :

- les schistes situés sous les marbres massifs (1, fig. 206) sont des schistes oillés, parfois à grenat et biotite, qui rappellent le Paléozoïque d'Othrys orientale ;

- aux schistes et marbres (en bancs peu épais) supérieurs, sont parfois associés des corps éruptifs, évoquant ainsi les formations volcano-détritiques pélagoniennes du Malm d'Othrys (8, fig. 208).

Cependant, au-dessus de ce niveau particulier (8) et sous les masses de serpentinites (12), existent des alternances de schistes et de marbres qui correspondent probablement -pour partie au moins (9 ? 10 et 11)- à des unités mises en place précocement, c'est-à-dire au Malm-Crétacé inférieur.

Les répétitions tectoniques, d'âge anté-crétacé supérieur et/ou tertiaire, des termes triasico-jurassiques carbonatés pélagoniens avec intercalations de schistes siliceux du Malm qui existent en Othrys orientale à l'Est de Pelagia, sans que pour autant, le Paléozoïque soit affecté par ces mouvements, indiquent qu'une partie des répétitions de marbres-dolomies et de schistes visibles près de Trikkeri, pourraient être, par analogie, d'origine tectonique.

b2.2. Métamorphisme.

Les paragenèses observées dans la coupe de Trikkeri indiquent un métamorphisme de faible degré à quartz, albite, épidote et amphibole calcique (actinote) ou sodique (Mg₂-Riebeckite) (cf. analyses à la microsonde). L'âge de ces paragenèses n'est pas connu précisément : si un événement tertiaire existe avec certitude puisque le Crétacé supérieur (supposé) est métamorphisé, la présence d'un événement métamorphique anté-crétacé supérieur est également très probable dans ce secteur.

Un problème supplémentaire est celui de l'âge des paragenèses à biotite et almandin du sous-bassement : celles-ci sont probablement d'âge paléozoïque (d'après les âges absolus et les comparaisons de faciès avec l'Othrys orientale).

En résumé, la coupe de Trikkeri montre une série métamorphique d'affinité pélagonienne (correspondant probablement au Paléozoïque supérieur-Jurassique ?) et, avec quelque doute, des superpositions tectoniques précoces, d'unités particulières ("maliaques" (?)) pour 10 et 11 par exemple), et de manière encore plus incertaine, des répétitions des faciès carbonatés pélagoniens (3 à 7) qui seraient dues à ces mêmes phases paléohelléniques.

4. CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES METAMORPHIQUES "PELAGONIENNES" DU PELION SUD.

Les séries métamorphiques affleurant dans le Pelion méridional, entre Platania à l'Est et Trikkeri à l'Ouest, sont caractérisées, dans le cas le plus typique, par la superposition suivante, de bas en haut : des schistes oeilés localement à grenat et biotite, des marbres massifs peu dolomitiques (400 m ?), une formation schisteuse à metacherts et passées carbonatées. La nature des faciès observés et la continuité probable avec l'Othrys orientale permettent d'affirmer qu'il s'agit de séries d'affinités pélagoniennes (Paléozoïque-Jurassique).

Du point de vue des associations minéralogiques, on peut distinguer différentes phases de cristallisation (cf. *infra*).

Un des problèmes majeurs posés par ces séries est celui des relations avec les séries métamorphiques d'affinités pélagoniennes du Pelion central et septentrional, dans la mesure où les marbres et dolomies de ces dernières séries surmontent les "schistes" de Makrinitza, et non des schistes oeilés. Ces schistes oeilés pourraient disparaître vers le Nord, mais on peut également envisager qu'il s'agisse là d'unités pélagoniennes différentes, rapprochées lors des phases alpines précoces et tertiaires.

E. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES.

1. LES ECHANTILLONS ANALYSES.

Les minéraux décrits ci-dessous proviennent de quinze échantillons différents prélevés dans le Pelion méridional, central ou septentrional. Le détail de ces prélèvements est le suivant (fig. 194 et coupes signalées ci-dessous) :

- séries pélagoniennes du Pelion méridional (4 échantillons) :
 - + schistes oeilés situés à la base de la série du Sarakiniko : F6-65, F8-187, F8-188 (fig. 194) ;
 - + schistes associés à des corps éruptifs serpentineux, intercalés à la partie supérieure des marbres pélagoniens de la presqu'île de Trikkeri : F5-328 (fig. 194 et 208) ;
- séries pélagoniennes du Pelion central et oriental (2 échantillons) :
 - + schistes et metabasites associés, de la "klippe" d'Anilion, intercalés dans les marbres : F2-254 et F7-14b (fig. 194 et 205) ;
- séries pélagoniennes du Pelion septentrional : schistes surmontant les marbres massifs (9 échantillons) :
 - + schistes situés directement au contact des marbres pélagoniens sous-jacents : FO-137 (fig. 194 et coupe de Glafire, fig. 198) ;
 - + schistes intercalés entre les marbres pélagoniens et les ophiolites, au sein d'une série schisteuse intermédiaire peu épaisse et tectonisée : F4-215, F4-218, F4-321 (fig. 194 et coupe de Brus, fig. 199) ;

+ schistes d'aspect plus ou moins oeilé, à reliques de biotite et hornblende, intercalés entre marbres pélagoniens et ophiolites au sein d'une série schisteuse intermédiaire assez puissante, montrant des traces de tectonisation importante (mylonitisation) : F4-572 et F4-573 ; F0-146, F0-147 et F0-151 (fig. 194 et coupes du Karasu, fig. 200 et de Glafire, fig. 198).

L'appartenance aux séries pélagoniennes de ces deux derniers ensembles (F4-215 à F0-151) est problématique, notamment en ce qui concerne les schistes d'aspect oeilé (F4-572 à F0-151) qui peuvent appartenir à une unité tectonique précoce supérieure, d'affinité pagasitique ou pélagonienne.

Cet échantillonnage a été effectué en fonction d'un certain nombre de critères dont :

- la représentativité des échantillons, qui proviennent :
 - + des principales formations lithologiques constituant les séries pélagoniennes (schistes oeilés inférieurs, schistes et metabasites associés aux marbres massifs et schistes supérieurs variés) ;
 - + de divers secteurs d'affleurement, notamment des secteurs les plus éloignés (Nord et Sud) qui n'appartiennent peut-être pas aux mêmes unités tectoniques ;
- la diversité des minéraux présents dans les échantillons ;
- la dimension des minéraux, afin de disposer de plages suffisamment grandes pour les analyses à la microsonde dans ces schistes où la taille moyenne des minéraux est souvent très petite.

2. PRECISIONS SUR LA NATURE DES MINÉRAUX.

Il n'existe apparemment pas d'analyses relatives aux minéraux des terrains considérés dans les rares publications consacrées, pour partie au moins, au Pelion (Ferrière, 1976 a, b, c, 1979, 1980 ; Frost, 1976 ; Wallbrecher, 1976, 1979) ; Katsikatos *et al.*, 1980 ; pour les plus récentes). Quelques indications utilisables peuvent être retirées des descriptions faites par Wallbrecher (*op. cit.*) qui signale notamment les grenats (almandins) des schistes oeilés du Pelion Sud.

Les minéraux rencontrés varient en fonction de la position plus ou moins orientale des affleurements analysés, mais aussi en raison du fait qu'il peut exister des reliques d'associations minéralogiques anciennes, parfois même anté-alpines (*cf.* cas des Schistes oeilés).

Mis à part le quartz et la calcite abondamment représentés, on rencontre les différents minéraux décrits ci-dessous (tabl. III 14 à III 18 ; fig. 209 et 20).

SÉRIES D'AFFINITÉS PÉLAGONIENNES (PELION)												
	ANALYSES DE ROCHES				ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES							
	F4-215	F4-218	F4-321	F5-328	F4-321	F4-572	F4-573	F2-254	F7-14b	F6-65	F8-187	F8-188
SiO ₂	52,86	60,25	45,21	51,85	Q	+	+	+	(+)	+	+	+
Al ₂ O ₃	12,33	10,29	9,95	13,16	Cc	+	+		+			
Fe ₂ O ₃ t	14,59	5,71	10,70	12,23	Ab					(+)		(+)
FeO	6,31	2,97	6,79	3,87	M. bi.		+	+	+	+(O)+		+
Fe ₂ O ₃	7,59	2,41	2,16	7,93	Bi		+	(O)	+(Bi.v)	+(Bi.v)	+(O)	+(O)
MnO	0,15	0,14	0,14	0,09	Chl	+	+		+	+		+(+)
MgO	4,12	6,45	9,51	3,8	Amph. anté							
CaO	6,83	12,65	10,72	4,28	" v, vp.inc.	+1	+ + 2		+			
Na ₂ O	4,00	0,12	3,31	4,52	" bl. bl-v.		+					
K ₂ O	0,23	0,02	0,3	3,42	Lw							
TiO ₂	1,06	0,28	1,68	2,52	Ep	+	+	+(Al.)	+			
P ₂ O ₅	0,42	-	0,19	1,01	Gr					+(O)Alm.	+(O)	+(O)
P.F.	3,04	3,87	8,1	3,16	Ox-Op.	+					+	+
TOTAL	100,43	99,78	99,81	100,04	Stilpno.	+						
CO ₂	0,49	0,16	4,42	0,22	divers	Sphère		Sph. (?)				
H ₂ O*	2,96	3,59	4,17	2,46								
H ₂ O	0,41	0,32	0,72	0,67								

Tabl. III 14. - Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Analyses de roches et associations minéralogiques des échantillons non reportés sur les coupes et tableaux associés. Analyses : C. R. P. G. Nancy ; quantométrie.

a. FELDSPATHS (6 analyses ; tabl. III 15).

Tous les feldspaths analysés se sont révélés être des albites (Ab = 98,90 à 99,62).

b. MICAS BLANCS (4 analyses ; tabl. III 15 ; fig. 209).

Phengite : les échantillons F0-137 (secteur Nord : Glafire) et F5-328 (secteur Sud : Trikkeri) ont livré des micas blancs à tendance phengitique (Si et Fe + Mg forts ; Al faible), mais ceux-ci sont près de la limite du faciès "Schiste-Glaucophane" dans le diagramme de Miyashiro (fig. 209 B).

Muscovite : l'analyse d'un mica blanc de grande dimension (1 mm environ), provenant des schistes inférieurs de la série du Sarakiniko (F6-65, Pelion Sud), a montré qu'il s'agissait d'une muscovite (Si = 6,09 ; Al = 5,55 ; Fe + Mg faible). De telles muscovites existent probablement dans les niveaux schisteux à biotite brune surmontant les marbres (cf. secteur de Glafire au Nord de Volos, fig. 198).

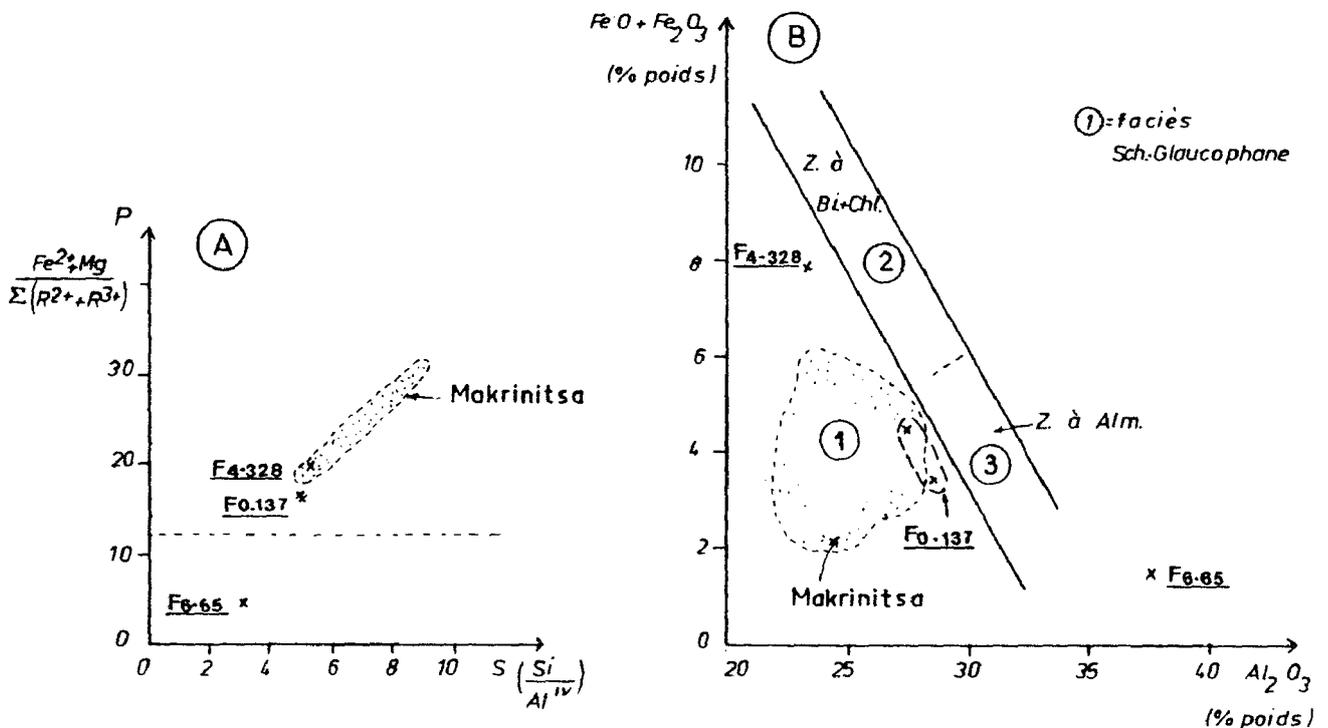


Fig. 209. - Séries d'affinités pélagoniennes. Les micas blancs.
 A. diagramme de Graeser et Niggli (1967). - b. diagramme de Miyashiro (1973).

c. BIOTITE BRUNE (7 analyses ; tabl. III 16).

La présence de ce minéral a été confirmée par les analyses, tant dans les schistes inférieurs de la série du Sarakiniko (Pelion Sud : F8-187, F8-188) que dans les schistes supérieurs surmontant les marbres du secteur septentrional (unité tectonique différente ?), où ces minéraux sont mylonitisés et déstabilisés, sur leur bordure au moins (F0-146 et F0-147, près de Glafire ; F4-573, secteur du mont Karasu). Il s'agit probablement de reliques anté-alpines, mais dans ces derniers cas, d'autres hypothèses sont envisageables (phases paléohelléniques ?).

d. BIOTITE VERTE (2 analyses ; tabl. III 16).

Cette biotite verte n'est présente que dans les affleurements les plus orientaux ("klippe" d'Anilion : F7-14b) et plus particulièrement dans les schistes et roches éruptives basiques, associées aux dolomies et marbres massifs. Ces biotites vertes sont également présentes dans les schistes sous-jacents (série de Makrinitsa-Tsangarada). L'analyse montre que ces minéraux sont riches en magnésium, mais le rapport Mg/Fe < 2 indique qu'il s'agit bien d'une biotite et non de phlogopite (Heinrich et al., 1953 in Deer et al., 1962 ; Bocquet, 1974).

e. STILPNOMELANE (4 analyses ; tabl. III 16).

Ce minéral a été reconnu dans deux échantillons (secteur au Nord de Volos : F4-215 et F4-321) occupant des positions comparables entre marbres pélagoniens et ophiolites sus-jacentes, à proximité des marbres. Le stilpnomélané de l'échantillon F4-215 contient plus de fer et moins de magnésium que F4-321, ce qui est également le cas de la roche hôte (tabl. III 14 et III 16).

f. AMPHIBOLES (20 analyses ; tabl. III 17 A et B et fig. 210).

Les amphiboles proviennent des schistes supérieurs ou, plus rarement, de niveaux intercalés dans la masse carbonatée principale :

- d'un point de vue général, il apparaît que les amphiboles analysées sont très diverses : certaines sont purement sodiques, d'autres sodi-calciques ou même calciques. Ces différences de chimisme étaient prévisibles du fait de l'existence de variations de teinte repérables au microscope optique avec un gradient allant du bleu (pôle sodique) au vert ou incolore (pôle calcique), en passant par le bleu-vert ;

- la nature chimique des amphiboles est précisée dans les diagrammes (fig. 210) joints aux tableaux d'analyse :

- + ces diagrammes montrent qu'il n'existe pas de glaucophane s.s. ni de crossite parmi les amphiboles sodiques analysées qui correspondent à des riebeckites ou des Mg-riebeckites ;
- + les amphiboles calciques se répartissent en deux groupes nettement distincts : le groupe des actinotes (F2-254, F4-321, F4-218, F0-146) et celui des hornblendes (F4-215, F4-321, F0-147).

Les amphiboles de type hornblende correspondent à des amphiboles antérieures à la schistosité principale (F4-215 et F0-147), sauf dans l'échantillon F4-321 où elles se développent dans les plans de schistosité principaux. Cependant, l'une des analyses montre que des actinotes se sont développées après cet épisode majeur de recristallisation. C'est là un élément important pour l'établissement d'une chronologie des événements métamorphiques (phases paléohelléniques : F4-321 gr. hornblende ; phases tertiaires : F4-321 gr. actinote ?) ;

- + une amphibole (F0-151) serait du groupe des barroisites ;

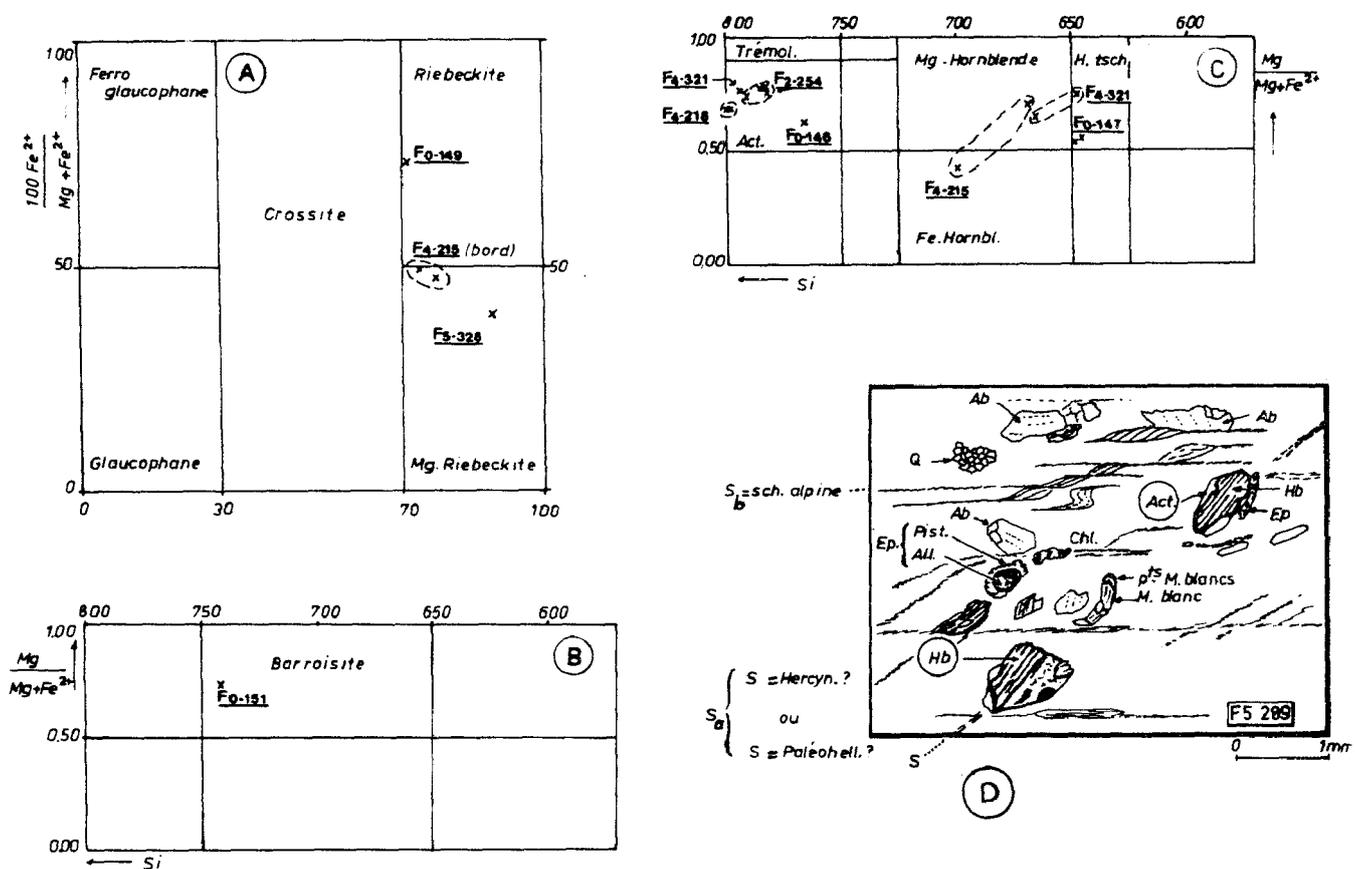


Fig. 210. - Séries d'affinités pélagoniennes. Les amphiboles.

A à C. Diagramme correspondant à la classification de Leake (197). - A. amphiboles sodiques. - B. amphiboles calco-sodiques. - C. amphiboles calciques. - D. superposition de paragenèses différentes : une paragenèse récente (tertiaire ?) à actinote selon S_b, et une schistosité ancienne à hornblende et allanite (phase paléohellénique ou hercynienne) selon S_a.

- les raisons pouvant expliquer les variations de composition chimique des amphiboles sont multiples ; ce sont :

- + des différences de composition chimique des roches qui contiennent les amphiboles. Ce type de corrélation a été démontré en de nombreuses occasions (voir discussion *in* Bocquet, 1974 a). Des analyses géochimiques des différents échantillons seraient nécessaires pour tester cette hypothèse ;
- + l'appartenance à des paragenèses chronologiquement dissociées, comme c'est le cas pour les amphiboles de type hornblende, des schistes (F4-321), ou des schistes ocellés du secteur de Glafire (F0-147) par rapport aux autres amphiboles, plus récentes des mêmes échantillons. On peut rattacher au cas précédent les amphiboles appartenant probablement à des roches éruptives, telles que celles des ensembles ophiolitiques, que ceux-ci soient dissociés (*cf.* "Volcano-Détritique") ou non. Ce pourrait être le cas des amphiboles de l'échantillon F4-215 (mont Brus, secteur Nord) de type hornblende au coeur mais frangées d'une auréole d'amphibole sodique ;
- + enfin, on peut envisager, pour une même phase de recristallisation, des variations des conditions thermodynamiques en fonction de la position des échantillons au sein des séries.

Ces quelques propositions montrent la difficulté qu'il y a à établir la succession des paragenèses métamorphiques dans le Pelion et la nécessité impérative de déterminer avec précision la position et la signification des différents ensembles schisteux, en séparant, notamment, parmi les formations schisteuses recouvrant les marbres pélagoniens : les formations schisteuses pélagoniennes anté-ophiolitiques, les schistes des unités mises en place au cours des phases paléohelléniques (ex. : unités pagasitiques) et les schistes de la couverture transgressive du Crétacé supérieur-Paléocène (?), ce qui n'est pas toujours le cas, même dans des publications récentes (Frost, 1976 ; Davis et Jung, 1978 ; Katsikatsos *et al.*, 1980).

g. LAWSONITE (1 analyse ; tabl. III 17 C).

L'analyse à la microsonde a permis de confirmer la détermination optique de ce minéral dans l'échantillon F0-137, situé à moins d'un mètre au-dessus des marbres pélagoniens, dans des schistes situés directement sur ces marbres (coupe de Glafire, fig. 198).

C'est, il faut le noter, la seule série du Pelion n'appartenant pas à la formation des schistes de Makrinitza, qui ait livré de la lawsonite (F0-137 et F0-149).

h. PUMPELLYITE (1 analyse ; tabl. III 17 C).

La présence de ce minéral a été soupçonnée au microscope optique dans divers échantillons d'origine éruptive, situés à proximité ou dans des ensembles probablement ophiolitiques. L'analyse à la microsonde, effectuée sur ce matériel (F4-218, secteur de Glafire), a confirmé l'existence de ce minéral.

i. GRENATS (3 analyses ; tabl. III 17 C).

Ils ont été observés dans les schistes ocellés situés à la base de la série du Sarakiniko dans le Pelion méridional, d'une part, dans les schistes ocellés et fins surmontant (tectoniquement ?) les marbres massifs pélagoniens du secteur de Glafire, d'autre part. Seuls les premiers ont été analysés : il s'agit de grenat de type almandin contenant des taux variables, mais non négligeables, de MgO et de CaO.

j. EPIDOTES (tabl. III 17 C).

Pistachite (3 analyses) : elle est abondante dans les formations schisteuses considérées, appartenant aux séries d'affinités pélagoniennes. De l'allanite est présente dans les schistes ocellés.

Piémontite : elle n'a été rencontrée que dans les quartzites micacés (metacherts) associés aux schistes supérieurs de la série du Sarakiniko.

k. AUTRES MINÉRAUX (tabl. III 17 C).

Parmi les autres minéraux rencontrés dans les séries métamorphiques d'affinités pélagoniennes, on peut citer la chlorite (2 analyses), le sphène (2 analyses) et la tourmaline verdâtre ou brunâtre.

SÉRIES D'AFFINITÉS PELAGONIENNES (PELION)												
PLAGIOCLASES							MICAS BLANCS (base : 22 oxygènes)					
Ech. Oxydes	F4-215	F4-321	F4-573	FO-146	FO-147	FO-151	Ech. Oxydes	F5-328 Phg.	F6-65 Musc.	FO-137 1	FO-137 2	
SiO ₂	67,29	69,20	68,40	68,17	68,60	68,73	SiO ₂	49,50	45,90	48,97	48,95	
TiO ₂	-	-	-	0,02	0,03	0,12	TiO ₂	0,30	0,80	0,14	0,11	
Al ₂ O ₃	20,56	19,62	20,31	20,04	20,42	20,42	Al ₂ O ₃	23,04	35,53	28,55	27,37	
Cr ₂ O ₃	-	0,02	-	0,02	0,02	0,14	(Cr ₂ O ₃)	(-)	(0,03)	(0,18)	(-)	
Fe O*	0,12	0,05	0,01	0,04	0,3	0,12	Fe ₂ O ₃	8,00	1,44	1,60	3,44	
MnO	0,01	0,22	-	-	-	0,20	FeO	-	-	1,57	1,01	
MgO	0,01	0,03	-	-	-	0,06	MnO	0,03	-	0,03	0,05	
CaO	0,02	0,09	0,07	0,10	0,19	0,13	MgO	3,88	0,88	2,39	2,70	
Na ₂ O	11,24	11,61	11,22	11,29	11,18	10,87	CaO	0,01	-	0,06	0,04	
K ₂ O	0,05	0,07	0,06	0,05	0,01	0,07	Na ₂ O	0,09	1,00	0,26	0,21	
							K ₂ O	10,39	10,33	9,34	9,42	
							H ₂ O	4,41	4,53	4,41	4,40	
TOTAL	99,30	100,91	100,07	99,75	100,48	100,85	TOTAL	99,65	100,42	97,32	97,70	
Proportions atomiques												
Si	2,958	2,996	2,979	2,981	2,975	2,972	Si	6,733	6,072	6,667	6,669	
Ti	-	-	-	0,0005	0,0009	0,0038	AlIV	1,267	1,928	1,333	1,331	
Al	1,0659	1,001	1,042	1,033	1,044	1,041		8,000	8,000	8,000	8,000	
Cr	-	0,0008	-	0,0009	0,0007	0,0049	Ti	0,031	0,080	0,014	0,011	
Fe ²⁺	0,0044	0,0020	0,0005	0,0014	0,0012	0,0044	AlVI	2,426	3,611	3,247	3,063	
Mn	0,0005	0,0081	-	-	-	0,0072	Fe ³⁺	0,819	0,144	0,164	0,352	
Mg	0,0007	0,0017	-	-	-	0,0037	Fe ²⁺	-	-	0,179	0,115	
Ca	0,0010	0,0040	0,0032	0,0049	0,0088	0,0061	Mn	0,003	-	0,003	0,006	
Na	0,958	0,975	0,947	0,957	0,941	0,911	Mg	0,787	0,174	0,485	0,548	
K	0,0027	0,0038	0,0034	0,0031	0,0006	0,0040		4,066	4,008	4,093	4,095	
TOTAL							Ca	0,001	-	0,009	0,006	
Ab	99,62	99,21	99,31	99,18	99,00	98,90	Na	0,024	0,256	0,069	0,055	
Or	0,28	0,38	0,36	0,32	0,07	0,43	K	1,803	1,743	1,622	1,637	
An	0,10	0,41	0,33	0,50	0,93	0,67		1,828	2,000	1,699	1,698	
							OH	4,000	4,000	4,000	4,000	
							(Cr)	(-)	(0,003)	(0,019)	(-)	

Tabl. III 15. - Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Plagioclases (base 0 = 8) ; Micas blancs (base 0 = 22).
(Tabl. III 15 à III 18 : Analyses à la microsonde électronique de Louvain ; analyste : Vautier).

SÉRIES D'AFFINITÉS PELAGONIENNES (PELION)													
BIOTITE BRUNE								BIOT. VERTE		STILPNOMÉLANE			
Ech. Oxydes	F4-573	F8-187	F8-188	FO-146	FO-147 1	FO-147 2	FO-147 3	F7-14b 1	F7-14b 2	F4-215 1	F4-215 2	F4-321 1	F4-321 2
SiO ₂	37,90	37,70	38,50	37,72	37,84	37,95	37,98	39,10	39,07	44,67	44,24	46,94	47,09
TiO ₂	2,23	2,14	1,90	1,62	1,89	1,88	2,15	1,02	1,06	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	16,03	17,76	18,62	16,85	16,93	16,64	16,67	15,02	14,95	6,32	6,22	6,22	6,23
Cr ₂ O ₃	0,10	-	0,02	0,14	-	0,09	0,08	-	-	-	-	0,02	0,03
Fe O*	17,33	14,66	14,40	18,96	17,41	18,44	18,67	15,38	15,24	25,48	26,55	22,48	22,16
MnO	0,18	0,03	0,01	0,22	0,24	-	0,21	0,16	0,08	1,52	1,44	1,03	0,92
MgO	9,51	11,64	11,60	8,58	9,06	8,66	9,36	14,51	14,64	6,44	5,72	9,34	9,47
CaO	0,38	0,19	0,05	0,22	0,49	-	0,44	0,11	0,03	0,05	0,16	0,12	0,12
Na ₂ O	0,03	0,27	0,31	0,03	0,06	0,08	0,33	0,19	0,06	0,34	0,74	0,06	0,16
K ₂ O	7,74	7,96	8,71	8,44	6,54	6,95	6,88	9,68	9,78	0,91	0,87	0,41	0,46
H ₂ O	3,86	3,95	4,03	3,88	3,85	3,84	3,91	4,01	4,01	7,28	7,24	7,57	7,58
TOTAL	95,29	96,31	98,15	96,65	94,31	94,52	96,68	99,19	98,91	93,01	93,17	94,18	94,22
Prop. atom.													
Si	5,879	5,712	5,721	5,831	5,884	5,917	5,815	5,836	5,842	7,352	7,325	7,433	7,440
Ti	0,260	0,243	0,213	0,188	0,221	0,220	0,248	0,114	0,119	-	-	-	-
Al	2,931	3,172	3,260	3,069	3,103	3,058	3,009	2,641	2,635	1,225	1,213	1,160	1,160
Cr	0,013	-	0,002	0,017	-	0,011	0,009	-	0,0005	-	-	0,0029	0,0036
Fe ²⁺	2,248	1,857	1,789	2,451	2,264	2,404	2,391	1,920	1,906	3,506	3,677	2,977	2,928
Mn	0,023	0,0042	0,0019	0,029	0,031	-	0,027	0,021	0,010	0,212	0,203	0,139	0,123
Mg	2,200	2,629	2,569	1,977	2,100	2,012	2,136	3,229	3,262	1,579	1,412	2,203	2,230
Ca	0,063	0,031	0,008	0,037	0,082	-	0,072	0,018	0,004	0,009	0,028	0,020	0,021
Na	0,0086	0,079	0,090	0,009	0,018	0,024	0,098	0,056	0,016	0,110	0,238	0,017	0,050
K	1,533	1,539	1,651	1,665	1,297	1,383	1,343	1,843	1,865	0,191	0,183	0,082	0,092
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	4,000	4,000	4,000	4,000
TOTAL	17,158	17,266	17,304	17,273	16,999	17,030	17,148	17,677	17,660	18,184	28,278	18,034	18,048

Tabl. III 16. - Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Biotite brune (base 0 = 22) ; Biotite verte (base 0 = 22) ; Stilpnomélane (base 0 = 24). FeO* : Fer total sous forme de FeO.

AMPHIBOLES (SERIES D'AFFINITES PELAGONIENNES)											
Ox. (pds)	Ech.	F4-215		F4-215		F4-218	F4-218	F4-321	F4-321	F4-321	F5-328
		bord.	coeur	bord.	coeur	1	2	1	2	3	
SiO ₂		53,55	45,94	52,46	45,12	54,17	54,72	43,02	55,23	46,25	54,54
TiO ₂		0,02	1,35	0,04	1,73	-	-	0,48	-	0,58	0,06
Al ₂ O ₃		2,94	5,37	2,56	8,24	0,39	0,48	11,49	0,18	11,78	1,39
Cr ₂ O ₃		-	-	0,04	-	0,03	0,02	-	-	-	0,02
Fe ₂ O ₃		12,46	8,42	9,69	8,28	-	0,05	8,52	1,16	4,13	13,24
FeO		12,43	17,11	13,59	9,07	10,15	10,35	6,67	9,25	11,18	10,76
MnO		0,16	0,38	0,16	0,12	0,20	0,12	0,46	0,56	0,29	0,26
MgO		7,58	7,60	7,82	11,83	16,44	16,80	11,36	17,52	11,45	9,42
CaO		1,94	9,32	2,80	10,63	12,21	12,43	10,29	12,24	11,14	2,01
Na ₂ O		5,90	1,85	5,67	1,66	0,31	0,24	1,87	0,34	2,33	6,41
K ₂ O		-	0,52	0,02	0,09	0,05	-	0,19	-	0,18	0,10
H ₂ O		2,03	1,97	1,98	2,02	2,03	2,06	1,99	2,08	2,08	2,06
TOTAL		99,01	99,82	96,84	98,79	95,98	97,27	96,35	98,56	101,40	100,27
Prop. atom.											
Si		7,895	6,999	7,930	6,609	8,005	7,980	6,480	7,947	6,656	7,925
Al ^{IV}		0,105	0,964	0,070	1,310	-	0,020	1,520	0,031	1,344	0,075
		8,000	7,963	8,000	8,000	8,005	8,000	8,000	7,977	8,000	8,000
Ti		0,002	0,155	0,005	0,193	-	-	0,066	-	0,063	0,007
Al ^{VI}		0,405	-	0,386	0,130	0,068	0,062	0,519	-	0,653	0,164
Cr		-	-	0,005	-	0,004	0,002	-	-	-	0,002
Fe ³⁺		1,381	0,964	1,101	0,923	-	0,005	0,965	0,125	0,447	1,447
Fe ²⁺		1,533	2,180	1,719	1,126	1,254	1,263	0,841	1,113	1,346	1,308
Mn		0,020	0,049	0,020	0,015	0,025	0,015	0,059	0,068	0,035	0,032
Mg		1,666	1,726	1,762	2,614	3,621	3,652	2,550	3,757	2,456	2,040
		5,007	5,074	4,998	5,000	4,972	4,999	5,000	5,064	5,000	4,999
Ca		0,306	1,521	0,453	1,689	1,933	1,942	1,660	1,887	1,717	0,313
Na		1,686	0,546	1,662	0,477	0,089	0,068	0,546	0,095	0,650	1,806
K		-	0,101	0,004	0,017	0,009	-	0,037	-	0,033	0,019
		1,993	2,169	2,119	2,183	2,031	2,010	2,243	1,982	2,401	2,137
OH		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

% Oxydes	Ech.	F2-254	F2-254	F2-254	F2-254	FO-146	FO-147	FO-147	FO-149	FO-151
		1	2	3	4		1	2		
SiO ₂		55,18	55,52	55,37	54,92	52,53	42,76	43,07	46,33	51,34
TiO ₂		0,02	0,04	0,08	0,11	0,05	1,24	1,32	0,07	0,10
Al ₂ O ₃		1,38	1,39	1,62	1,94	2,84	11,36	11,14	3,86	4,53
Cr ₂ O ₃		-	0,21	-	0,02	-	-	0,03	-	0,11
Fe ₂ O ₃		0,86	2,81	1,80	1,99	1,83	8,10	7,61	8,93	9,65
FeO		9,93	8,92	8,53	9,17	13,79	11,96	12,55	17,79	8,14
MnO		0,23	0,14	0,23	0,12	0,41	0,55	0,51	0,20	0,40
MgO		16,66	16,74	17,39	16,56	13,43	8,29	8,27	3,71	12,73
CaO		11,67	10,73	11,70	11,30	12,32	9,83	10,06	3,27	7,98
Na ₂ O		0,65	1,73	0,69	0,92	0,42	1,36	1,30	4,67	2,58
K ₂ O		0,10	0,36	0,06	0,12	0,11	1,21	1,23	0,20	0,24
H ₂ O		2,09	2,12	2,12	2,10	2,06	1,98	1,99	1,80	2,08
TOTAL		98,78	100,72	99,59	99,27	99,79	98,64	99,08	90,84	99,87
Prop. atom. base 23 - Oxyg.										
Si		7,916	7,839	7,849	7,835	7,657	6,468	6,495	7,699	7,418
Al ^{IV}		0,084	0,161	0,151	0,165	0,343	1,532	1,505	0,301	0,582
		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti		0,002	0,004	0,009	0,012	0,005	0,141	0,150	0,009	0,011
Al ^{VI}		0,149	0,070	0,120	0,161	0,145	0,493	0,475	0,455	0,190
Cr		-	0,023	-	0,002	-	-	0,004	-	0,013
Fe ³⁺		0,092	0,298	0,192	0,213	0,200	0,922	0,863	1,116	1,048
Fe ²⁺		1,193	1,053	1,012	1,095	1,682	1,513	1,584	2,473	0,984
Mn		0,028	0,017	0,028	0,014	0,051	0,070	0,065	0,028	0,049
Mg		3,562	3,523	3,674	3,521	2,918	1,869	1,859	0,919	2,742
		5,026	4,989	5,034	5,018	5,000	5,008	4,999	5,000	5,036
Ca		1,794	1,623	1,777	1,727	1,924	1,593	1,625	0,582	1,235
Na		0,181	0,474	0,190	0,254	0,119	0,399	0,380	1,505	0,723
K		0,018	0,065	0,011	0,022	0,020	0,233	0,237	0,042	0,044
		1,993	2,161	1,977	2,003	2,067	2,225	2,242	2,129	2,002
OH		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tabl. III 17 A et 17 B. - Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Amphiboles (base 0 = 23).

SÉRIE D'AFFINITÉS PELAGONIENNES (PELION)														
GRENATS			EPIDOTES			LAWSONITE		CHLORITES		SPHÈRE		PUMP.		
Ech.	F6-65	F8-189	F8-187	F4-218	F4-572	F0-147	Ech.	F0-137	F4-215	F4-321	F4-573	F5-328	F4-215	
% Oxydes						% Oxydes								
SiO ₂	38,71	38,75	38,66	37,15	37,58	38,29	SiO ₂	38,57	26,72	28,03	29,12	29,75	36,89	
TiO ₂	0,03	0,05	0,04	-	0,08	0,20	TiO ₂	0,04	-	-	32,24	34,82	-	
Al ₂ O ₃	22,32	22,14	22,33	20,94	22,32	25,12	Al ₂ O ₃	32,87	17,88	18,14	2,17	2,83	25,45	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,03	-	-	0,04	Cr ₂ O ₃	0,02	-	0,31	-	-	0,03	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	16,80	15,96	11,59	Fe ₂ O ₃	0,28	27,89	20,59	0,97	1,98	3,68	
FeO	35,90	28,78	29,48	0,03	0,16	0,24	MnO	0,06	0,48	0,32	0,13	-	0,32	
MnO	1,64	1,68	0,53	0,07	-	-	MgO	0,10	12,67	19,12	-	0,04	3,14	
MgO	3,70	3,00	2,77	22,83	23,04	21,09	CaO	15,40	0,04	0,09	25,41	27,06	22,15	
CaO	0,98	7,48	7,90	0,02	-	0,15	Na ₂ O	-	0,07	0,16	-	0,01	0,07	
Na ₂ O	-	-	-	-	0,05	0,07	K ₂ O	-	0,10	0,19	0,02	0,03	-	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	OR	11,40	10,94	11,54	2,08	1,99	-	
TOTAL	103,34	101,89	101,74	97,84	99,14	96,68	TOTAL	98,74	96,79	98,48	92,14	98,51	-	
Prop. atom.						Prop. atom.								
Si	5,994	6,011	6,001	2,996	2,979	3,041	Si	2,026	5,851	5,820	4,198	4,031	Si	5,975
Ti	0,003	0,006	0,005	-	0,005	0,012	Ti	0,0016	-	-	3,495	3,548	Al z	0,025
Al	4,074	4,048	4,085	1,991	2,086	2,352	Al	2,035	4,615	4,439	0,369	0,452	Al y	4,000
Cr	0,007	0,001	0,004	-	-	-	Cr	0,0009	0,050	-	-	-	Fe y	-
Fe ³⁺	-	-	-	1,024	0,956	0,695	Fe ²⁺	0,0125	5,109	3,575	0,117	0,224	Al x	0,834
Fe ²⁺	4,649	3,733	3,827	0,002	0,011	0,016	Mn	0,0027	0,089	0,056	0,016	-	Ti	-
Mn	0,216	0,221	0,070	0,008	-	-	Mg	0,0074	4,136	5,916	-	0,008	Fe x	0,498
Mg	0,855	0,693	0,640	1,973	1,957	1,795	Ca	0,067	0,010	0,019	3,924	3,929	Mg	0,758
Ca	0,163	1,243	1,314	0,003	-	0,023	Na	-	0,031	0,066	-	0,003	Na x	-
Na	-	-	-	-	-	-	K	-	0,027	0,052	0,002	0,005	Mn	0,044
K	-	-	-	-	-	-	OR	2,000	8,000	8,000	1,000	1,000	Ca	3,844
TOTAL	15,960	15,956	15,947	-	-	-	TOTAL	6,954	27,869	27,993	13,123	13,199	Na	0,022
Al	79,06	63,41	65,43	-	-	-	OR	2,000	8,000	8,000	1,000	1,000	K	-
Py	14,54	11,77	10,95	-	-	-	TOTAL	6,954	27,869	27,993	13,123	13,199	Al 795	-
SP	3,67	3,75	1,20	-	-	-							Mg 124	-
GR	2,52	20,93	22,24	-	-	-							Fe 82	-
AD	0,05	0,09	0,08	-	-	-								
UV	0,17	0,03	0,11	-	-	-								

Tabl. III 17 C. - Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Grenats (base 0 = 24) ; Lawsonite (base 0 = 8) ; Pumpellyite (base 0 = 49) ; Epidotes (base 0 = 12,5) ; Chlorites (base 0 = 28).

3. DISTINCTION DES PARAGÈNESES SUCCESSIVES.

Afin de mieux cerner les caractéristiques des événements métamorphiques alpins affectant les séries d'affinités pélagoniennes du Pelion, je distinguerai les formations lithologiques pouvant être d'âge paléozoïque des formations plus récentes. En effet, comme le montre l'exemple de l'Othrys orientale (voir 2e partie), l'existence d'un métamorphisme, d'âge "anté-alpin" (hercynien), apparaît très probable dans le secteur étudié.

a. LES FORMATIONS D'ÂGE PALEOZOIQUE POSSIBLE.

Elles sont représentées, pour l'essentiel, par des schistes d'aspect oillé, qui affleurent dans des situations variées :

- dans la série du Sarakiniko (Pelion Sud), ces schistes oillés sont situés sous des marbres d'affinité pélagonienne ; leur âge anté-mésozoïque est plus que probable ;

- dans la partie septentrionale du Pelion, ces schistes oillés surmontent (tectoniquement ?) les marbres et dolomies triasico-jurassiques d'affinité pélagonienne. Sur la transversale du Pelion central, ils semblent être recouverts par les séries pagasitiques (cf. maliaque), alors qu'au Nord de Volos, les niveaux sus-jacents sont mal définis mais les ophiolites sont en général assez proches.

L'âge paléozoïque de ces derniers affleurements est plus discutable mais reste possible.

ai. Les schistes oillés de la série du Sarakiniko (fig. 206 et 207).

L'étude minéralogique a révélé la présence de biotite-muscovite et grenat almandin qui, d'après la taille (plurimillimétrique) des minéraux et leurs relations mutuelles, apparaissent constituer une même paragenèse.

Des minéraux postérieurs, de plus petite dimension, se développent aux dépens de cette première association minéralogique, ou constituent même en totalité des schistes fins homogènes à la partie supérieure de la série. Il s'agit des minéraux suivants : mica blanc, probablement phengitique, albite, tourmaline verte, pistachite.

Données radiométriques : K/Ar sur micas (voir tabl. III 18).

	Echantillon (fract. μm)	Alm-Ar (nl/g STP)	Rad-Ar (nl/g STP)	K (% pds)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ $\times 10^{-3}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Datation K/Ar (m.a.)
PLATANIA	F8-186	1,87	75,82	7,59	807	1235	240,3 m.a.
	Musc. (250-125 μm)	43	43	4			$\pm 1,7$
	F8-185a	0,56	11,69	8,39	2974	6490	35,50 m.a.
	Phengite	13	50	45			24

Tabl. III 18. - Série d'affinités pélagoniennes (Pelion) : Datations K/Ar sur micas blancs.

Conditions : voir Tabl. III 8 A.

Ech. F8-185 a et 186 : Schistes oeillés du secteur de Platania (Pelion Sud ; même localisation que F8-187, fig. 194).

a2. Les schistes oeillés du Pelion central (fig. 225) : Malm ou Paléozoïque ?

Les schistes oeillés qui recouvrent les marbres et dolomies du Pelion central attribués au Pélagonien sont souvent intensément mylonitisés. En revanche, des schistes à amphibole relique, présents au Sud de Xurichti sur ces mêmes formations carbonatées, sont plus frais ; on y observe (fig. 210) :

- des amphiboles vert foncé, de grande dimension (1 mm), soulignant une première schistosité (Sa), auxquelles s'ajoutent des reliques de mica blanc, en cristaux de dimension comparable, assombri par la présence de minéraux opaques, et d'épidote brunâtre ;

- une seconde paragenèse formant la schistosité principale (Sb) se développe obliquement sur la première schistosité ; elle est ainsi constituée : quartz, albite, mica blanc (phengite probable), pistachite et amphibole vert pâle (actinote). Ces derniers minéraux peuvent également former une auréole autour des minéraux préexistants : amphibole vert pâle sur l'amphibole vert foncé, pistachite sur une épidote de couleur brun-rouge pléochroïque (allanite ?).

Des hypothèses variées peuvent être avancées en ce qui concerne l'âge de ces deux événements métamorphiques en fonction notamment de l'âge attribué aux schistes considérés (paléozoïque ou jurassique supérieur) : ainsi, la première paragenèse (Ma liée à Sa) peut être hercynienne ou contemporaine des phases paléohelléniques.

a3. Les schistes oeillés de Glafire : Malm ou Paléozoïque ?

Présents à l'Ouest, au mont Karasu (fig. 200), et surtout juste à l'Est de Glafire (fig. 198), ces schistes présentent la même succession de paragenèses que les roches précédentes avec :

- une première association à amphibole verte, biotite, mica blanc (muscovite ?) et grenat ;

- une seconde paragenèse à albite, pistachite, mica blanc (phengite ?) et amphibole vert pâle.

Ces schistes oeillés sont peu épais et des schistes fins à amphibole vert pâle ou bleu-vert les surmontent, mais la nature du contact entre ces deux ensembles n'a pu être déterminé. Le problème de l'âge de ces deux paragenèses se pose dans les mêmes termes que pour l'ensemble des schistes oeillés du Pelion central.

b. LES FORMATIONS SUPPOSEES MESOZOIQUES (ANTE-CRETACEES).

En dehors des masses carbonatées, il existe peu de formations lithologiques (schisteuses ou magmatiques) de cet âge qui appartiennent avec certitude aux séries d'affinités pélagoniennes.

On peut retenir les exemples suivants :

b1. Les schistes supérieurs situés au contact des marbres massifs.

De tels schistes, passant graduellement aux marbres, sont connus au Nord de Volos, sur la bordure orientale du synclinal de Melissatika et près de Glafire (fig. 197 et 198), ainsi que près de Xurichti dans le Pelion oriental et, avec moins de certitude, dans le Pelion méridional.

Les paragenèses observées sont peu intéressantes et ne montrent pas, en général, de successions minéralogiques évidentes ; on peut citer :

- au Nord de Volos, des calcschistes à calcite, quartz, albite, mica blanc (phengitique ?), chlorite, pistachite et rares amphiboles vert pâle à bleu-vert ;
- un cas s'est avéré plus intéressant : au Nord-Est de Glafire (fig. 198), les schistes brunâtres au contact des marbres ont livré de la lawsonite associée à du mica blanc, du quartz et de l'albite, mais le contact est peut-être tectonisé ;
- dans les différents secteurs enfin : des micaschistes à quartz, mica blanc et pistachite, auxquels s'ajoute, au Sud du Pelion par exemple, de la tourmaline.

Les successions observées d'après les relations entre les minéraux pourraient être les suivantes :

- une paragenèse principale à quartz, albite, mica blanc phengitique (et lawsonite ?) ;
- des minéraux tardifs : chlorite, épidote et les produits de destruction de la lawsonite ainsi que des albites poecilites qui englobent des petits amas de micas blancs.

b2. Les schistes situés à proximité des corps ophiolitiques.

Il est en général plus difficile de prouver que ces schistes appartiennent bien aux séries pélagoniennes et non pas à des copeaux ou des unités plus importantes, ne possédant plus les termes caractéristiques des unités pagasitiques, entraînés sous les nappes ophiolitiques. Je retiendrai les exemples suivants :

b2.1. Les schistes à amphibole bleue intercalée dans les marbres de Trikkeri, Pelion Sud (fig. 208).

Là encore, on note une paragenèse principale peu reprise, à mica blanc phengitique, amphibole bleue, sphène et stilpnomélane (?).

b2.2. Les schistes à amphibole bleue du mont Brus (flanc sud) au Nord de Volos (fig. 199).

On y reconnaît des schistes très quartzeux à amphibole vert pâle et des schistes à amphibole brun-vert auréolée d'amphibole sodique bleue associée à du stilpnomélane. Les paragenèses reconnues seraient les suivantes :

- une paragenèse principale à amphibole bleue (magnésio-riebeckite), albite, épidote et stilpnomélane (peut-être tardif) ;
- des minéraux antérieurs et notamment, des amphiboles parfois brunâtres d'origine métamorphique ou plus probablement magmatique dans le cas considéré ;
- des minéraux tardifs par rapport à la paragenèse principale, tels que la chlorite et peut-être le stilpnomélane p.p. et certaines épidotes.

b2.3. Les schistes à amphibole vert pâle de la chapelle près de Kakavos au Nord de Volos (F4-321, fig. 234).

Les successions suivantes peuvent être établies :

- une paragenèse principale à quartz, calcite, albite, amphibole vert soutenu à bordure claire (abondante), stilpnomélane, sphène, hématite et de rares micas blancs, qui souligne la schistosité la plus évidente ;

- les amphiboles zonées indiquent soit un polyphasage avec des amphiboles d'un vert assez soutenu (cf. hornblende), d'origine métamorphique probable, antérieures à la paragenèse à actinote, soit une évolution des conditions thermodynamiques au cours d'une même phase (mais les analyses sont nettement séparées sur les diagrammes) ;

- les chlorites paraissent tardives par rapport aux minéraux de la paragenèse principale mais elles sont replissées avec celles-ci.

L'analyse de nombreux échantillons au microscope optique montre que ces schistes à amphibole vert pâle ou à amphibole bleue (différent du glaucophane s.s.) constituent des types représentatifs des schistes des unités pélagoniennes.

b3. Cas des schistes et metabasites intercalés dans les marbres de la klippe d'Anilion.

Les metabasites et schistes qui sont intercalés dans les marbres et dolomies triasiques de la klippe d'Anilion paraissent être de même âge.

L'essentiel des minéraux observés semblent former une seule paragenèse à albite, quartz, amphibole vert d'eau (actinote), épidote (pistachite), mica blanc, oxydes de fer et biotite verte, parfois tardive. Certaines recristallisations de calcite et de chlorite sont nettement postérieures. De nombreuses formes géométriques indiquent que des cristaux automorphes d'origine magmatique probable existaient antérieurement (pyroxènes ?).

Données radiométriques (K/Ar) sur les biotites vertes d'Anilion (voir tabl. III 8 A, pour détails) :

Echantillon	Atm. Ar	Rad. Ar.	K	$^{40}_{K}/^{36}_{A}$	$^{40}_{A}/^{36}_{A}$	Datation m.a.
Pi 9	1,08	4,274	7,670	1410	1470	14,28
(Biot. 125-63 μ)	3	26	29			.10

c. LES PARAGENÈSES SUCCESSIVES : BILAN.

Les associations minéralogiques principales reconnues dans les séries métamorphiques d'affinités pélagoniennes sont les suivantes :

- une paragenèse (Pe-a₁) à biotite, muscovite et grenat almandin (série du Sarakiniko). Celle-ci est probablement hercynienne (position des schistes dans la série, données radiométriques et comparaison avec l'Othrys orientale) ;

- les paragenèses (Pe-a₂) à amphibole verte (cf. hornblende), mica blanc (muscovite ?) ± biotite et épidote (allanite ?) de Glafire, au Nord de Volos, et du Pelion central au Sud de Xurichti, qui peuvent être rapprochées de la précédente bien que leur homologie ne soit pas démontrée avec certitude. L'âge paléozoïque de ces paragenèses est donc possible mais on ne peut exclure un âge alpin anté-crétacé supérieur (paléohellénique) ;

- une paragenèse de type schistes verts, parfois à amphibole bleue (Pe-b), marquant le plus souvent la schistosité principale ou les plans de mylonitisation dans le cas des schistes ocellés, caractéristique des événements alpins. Ces associations contiennent : quartz, calcite, albite, mica blanc, stilpnomélane, pistachite, amphibole vert pâle (parfois d'un vert plus soutenu), ou amphibole bleue (différente du glaucophane s.s.) et localement, pumpellyite et lawsonite ; cette dernière n'a d'ailleurs été reconnue que dans deux échantillons au Nord de Volos ;

- des recristallisations tardives (Pe-c) de mica blanc, d'épidote et de chlorite qui se développent sur les minéraux antérieurs ou dans des plans de schistosité liés à des plis postérieurs à la schistosité principale (paragenèse de type "schistes verts").

L'âge des dernières associations (Pe-b et Pe-c) n'est pas défini avec précision dans le cadre des événements alpins : elles peuvent être toutes les deux tertiaires, mais on ne peut rejeter l'hypothèse d'un âge anté-crétacé supérieur pour la première (Pe-b), bien que cela soit peu probable.

Naturellement, il existe aussi des minéraux détritiques qui sont antérieurs à la paragenèse principale signalée au début ; ce sont surtout des quartz, des feldspaths et quelques micas blancs. D'autres minéraux pourraient être d'origine magmatique, comme dans certains schistes (F4-215, de la coupe de Brus, par exemple).

F. LES SERIES METAMORPHIQUES "PELAGONIENNES" DU PELION : CONCLUSIONS.

1. BILAN DES OBSERVATIONS.

Trois ensembles d'affleurements d'affinités pélagoniennes ont été reconnus dans le massif du Pelion s.s. ; ceux du Pelion central et septentrional sont indiscutablement homologues, alors que celui du Pelion méridional (Sarakiniko) pourrait appartenir à une unité tectonique différente. Cependant, cela ne remet pas en cause l'attribution au "Pélagonien" de cette série méridionale.

a. LES SERIES LITHOLOGIQUES (fig. 211).

a1. Les schistes inférieurs.

Ils ne sont connus avec certitude qu'à l'extrémité méridionale de la presqu'île de Magnésie. Ce sont des schistes fins et des schistes ocellés pouvant dériver d'anciens gneiss ou d'anciennes roches magmatiques grenues riches en silice.

a2. Les marbres et dolomies.

En bancs massifs, puissants de plusieurs centaines de mètres, ils sont l'élément caractéristique de cette série. Les fossiles observés dans le Pelion central et septentrional indiquent un âge triasique. Par analogie avec l'Othrys, on peut considérer qu'il s'agit d'un ensemble triasico-jurassique.

La partie méridionale est moins dolomitique et n'a pas livré de fossiles, mais sa proximité avec l'Othrys orientale permet d'établir des comparaisons avec les séries pélagoniennes qui y affleurent. Des terrains plus dolomitiques existent toutefois dans la presqu'île de Trikkeri à l'Ouest, ou en copeaux tectoniques près de Promiri, à l'Est.

Des faciès schisteux éruptifs s'intercalent parfois dans ces masses carbonatées, comme à Trikkeri (Pelion Sud) ou dans le secteur d'Anilion-Makrirachi (Pelion oriental).

a3. Les schistes supérieurs.

Ces schistes, situés normalement sur les niveaux carbonatés triasico-jurassiques et sous la nappe ophiolitique sont difficiles à différencier des schistes appartenant aux unités tectoniques anté-Crétacé supérieur ou même à la couverture transgressive d'âge crétacé supérieur, elle aussi métamorphisée. De ce fait, les conclusions concernant les diverses recristallisations métamorphiques issues de l'étude de ces schistes, qui par définition ne devraient avoir subi que les événements d'âge alpin, doivent être pris avec beaucoup de prudence.

b. LES PHASES DE RECRISTALLISATION METAMORPHIQUE (cf. fig. 211 et paragraphe E, 3, c).

2. INTERPRETATION : AGE DES EVENEMENTS METAMORPHIQUES

Les marbres triasico-jurassiques étant métamorphisés, l'existence de phases alpines est indubitable.

Le problème essentiel qui subsiste est de dater précisément ces phases de recristallisation. L'incertitude majeure concerne l'âge de l'association à biotite et hornblende des schistes supérieurs. Cette dernière peut, en effet, être d'âge paléozoïque mais aussi alpine (paléohellénique), selon les interprétations structurales envisagées.

La discussion complète de ce problème sera faite après l'étude des séries métamorphiques d'âge crétacé supérieur.

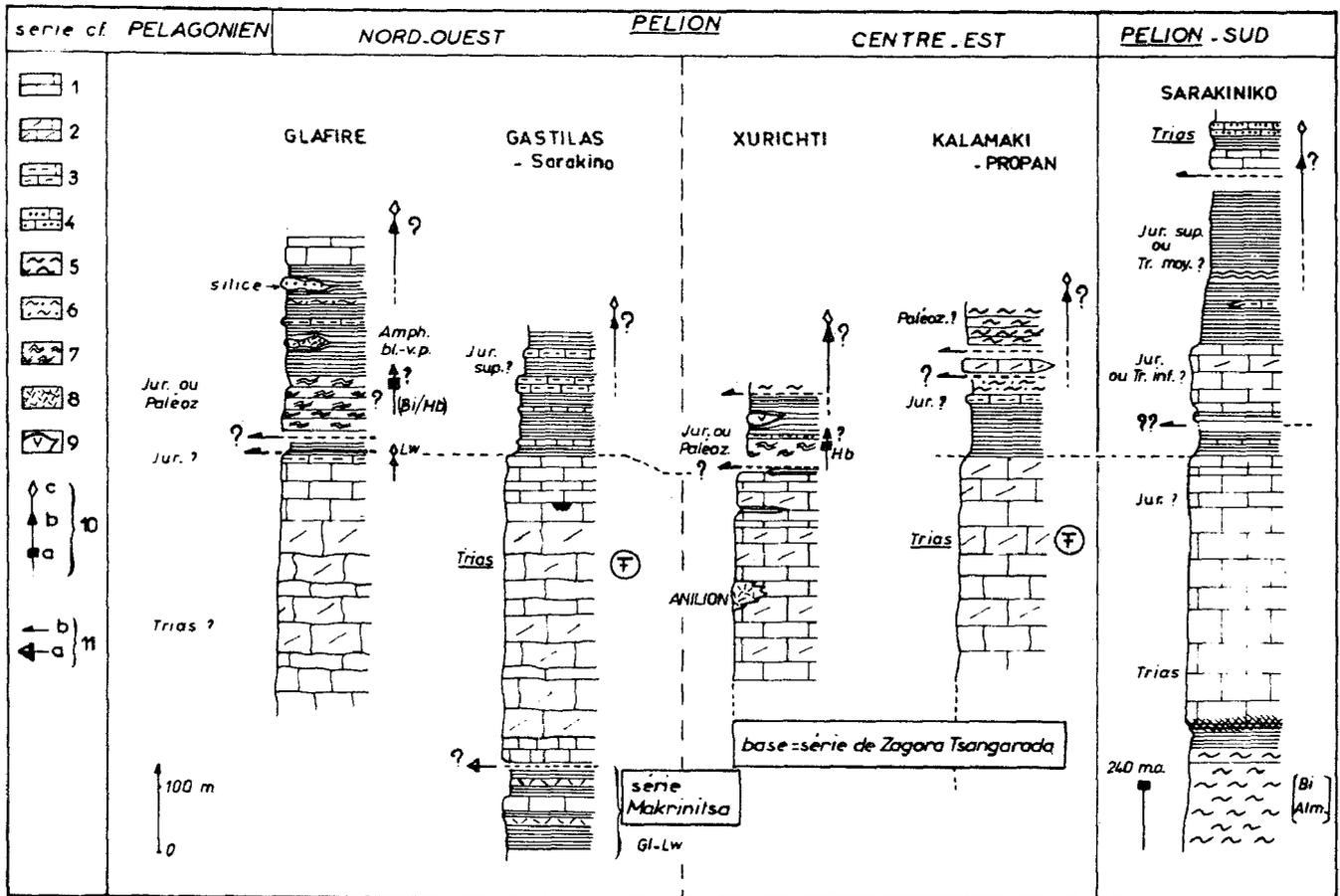


Fig. 211. - Séries d'affinités pélagoniennes du Pelion. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.

1. marbres massifs. - 2. dolomies massives. - 3. marbres à phyllosilicates. - 4. marbres siliceux. - 5 à 7. Schistes ocellés feldspathiques. - 5. d'âge paléozoïque probable, à biotite et grenat (métamorphisme hercynien ?) et paragenèses alpines superposées. - 6. d'âge jurassique probable (schistes micro-ocellés). - 7. d'âge indéterminé paléozoïque ou jurassique (?), à reliques de hornblende et biotite et paragenèse ultérieure de type "schistes verts". - 8. roche massive à amphibole vert-bleu (métabasite ?). - 9. serpentinites. - 10. événements métamorphiques. - a. paléozoïques. - b. jurassique supérieur (paléohelléniques). - c. tertiaires. - 11. contacts anormaux paléohelléniques (b) ou d'âge indéterminé, tertiaire ou jurassique supérieur (a).

IV. LES SERIES DE L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE (SERIES EST-PAGASITIQUES) DU PELION (AFFINITES MALIAQUES ?)

A. GENERALITES.

Les séries décrites dans ce paragraphe se rencontrent surtout dans la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie, au Sud des affleurements pélagoniens de Milai-Xurichti (Tsangarada) où elles constituent l'"unité pagasitique orientale", probablement mise en place au cours des phases paléohelléniques.

L'individualité de ces séries, supposées d'âge triasico-jurassique pour l'essentiel, par rapport aux divers soubassements de type pélagonien décrits précédemment, n'est pas toujours démontrée. C'est pourquoi je m'intéresserai, dans ce paragraphe, non seulement à la description du contenu lithologique des séries, mais aussi à leurs rapports avec les séries sous-jacentes.

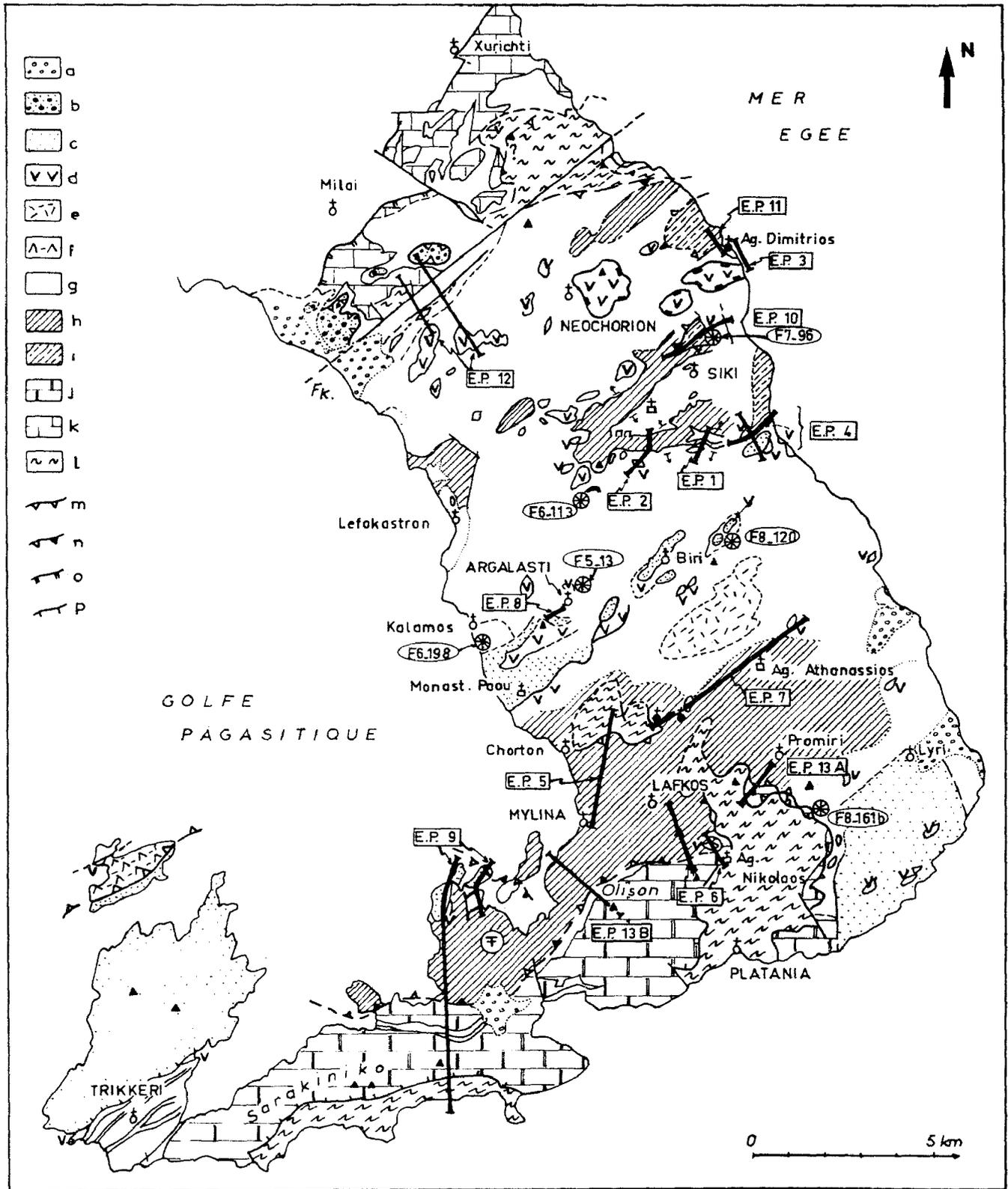


Fig. 212. - Carte de localisation des coupes relatives aux séries de l'unité pagasitique orientale et des unités qui lui sont liées.

EP 1 à 13. Coupes ou groupements de coupes décrits dans le texte (EP : Est-Pagasitique). Ces séries présentent des affinités avec les séries maliaques d'Othrys.

a. Néogène-Quaternaire. - b. unité de Lechonia. - c. formations rapportées (ou datées) au Crétacé. - d. ophiolites (faciès non différenciés). - e. faciès effusifs et filonien métamorphisés (ophiolites p.p. ?). - f. unité ophiolitique associée à des sédiments détritiques ou olistostrome (?). - g et h. Série Est-pagasitique typique. - g. formations schisteuses supérieures, parfois de type "Volcano-Détritique" (Jurassique p.p. ?). - h. formations riches en niveaux carbonatés (base de la série : Trias-Jurassique p.p. ?). - i. séries particulières rattachées aux séries Est-pagasitiques (base de la série ou séries indépendantes pour EP 10 et EP 11 ?). - j. marbres (Trias-Jurassique ?) de l'unité pélagonienne méridionale. - k. marbres (Tr.-Jur. ?) de l'unité pélagonienne septentrionale. - l. schistes ocellés. - m à p. contacts anormaux. - m. tertiaires. - n. anti-Crétacé repris au Tertiaire. - o. possibles. - p. dâshar monie.

1. HISTORIQUE.

Aucune publication détaillée concernant ce secteur n'a été faite avant la dernière décennie. Sur la carte à 1/600 000 de Deprat (1904), sont représentés des schistes, des marbres et un affleurement de serpentinites, près de Neochorion. La carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954) n'apporte aucune précision notable par rapport à la précédente.

Des travaux récents ont, en revanche, été menés parallèlement, soit dans l'ensemble du secteur ici considéré (Ferrière, 1976 b, c, 1978, 1979 ; Ferrière *in* Dercourt *et al.*, 1977), soit, plus localement, dans la région située au Sud D'argalasti (Wallbrecher, 1976, 1979). Des arguments -en partie contestables- ont conduit Wallbrecher (1976) à distinguer une unité tectonique précoce, dite éohellénique dans ce secteur méridional. Cette conclusion a, peu après, été développée et étayée par la découverte de Conodontes triasiques (Ferrière, 1978, 1979) dans cette même série dite Est-pagasitique. Le terme (unité) "éohellénique" n'a pas été retenu car il fait référence à un âge précis de mise en place ; or cet âge n'est pas certain, du fait de la superposition de différentes phases tectoniques dans ce secteur : l'accident du Sud-Pelion, décrit par Wallbrecher (1976) à l'appui de son hypothèse, est en effet, pour partie au moins, d'âge tertiaire.

2. PLAN ADOPTE.

En ce qui concerne l'étude de ces séries "pélagiques", que je nommerai "séries Est-pagasitiques", je distinguerai deux secteurs principaux d'affleurements, correspondant aux flancs du grand synclinorium d'Argalasti, dont le coeur est occupé par des niveaux conglomératiques particuliers que j'ai attribués au Crétacé (supérieur) transgressif. J'analyserai ensuite les différentes séries situées entre les séries Est-pagasitiques typiques et l'autochtone relatif d'affinité pélagonienne. Nous verrons que ces séries intermédiaires peuvent représenter une partie des séries Est-pagasitiques ou pélagoniennes, ou bien représenter des séries indépendantes de celles-ci (fig. 212).

B. ESSAI DE RECONSTITUTION D'UNE SERIE TYPE ; LA SERIE EST-PAGASITIQUE.

1. LES AFFLEUREMENTS AU NORD D'ARGALASTI : LA SERIE DE SIKI.

a. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES DE REFERENCE.

a1. Coupe de la crête du Mutsu Rachi.

Sur le flanc septentrional de la crête de Mutsu Rachi, au Sud du village de Siki, on peut observer la succession lithologique suivante, de bas en haut et du Nord-Est au Sud-Ouest (fig. 213) :

- (1) des schistes quartzeux et micacés, de teinte claire, vert pâle, présentant des traces d'écrasement, plus visibles sur le terrain qu'en lame mince ;
- (2) un ensemble carbonaté, épais de 50 m environ, constitué de marbres blancs massifs (2a) et de marbres gris à passées siliceuses (2b). Au microscope, ces lits siliceux apparaissent formés de grains de quartz bien individualisés ou engrenés les uns dans les autres ;
- (3) 50 à 60 m de schistes peu résistants, formés en majeure partie de schistes micacés aux reflets argentés, au sein desquels s'intercalent de rares bancs de calcschistes (3b). A la base de cet ensemble, affleurent des schistes durs, de teinte sombre, vert-bouteille, à paragenèse caractérisée par la présence d'amphibole vert-bleu, assez pâle (pléochroïsme vert-bleu à vert-jaune très pâle) dans un ensemble constitué de quartz, feldspath (albite), chlorite, épidote (pistachite), mica blanc à tendance brunâtre, et nombreux opaques (3a) ;
- (4) un corps décamétrique de roches éruptives ultrabasiqes, serpentinisées :

- (5) plusieurs dizaines de mètres de schistes semblables aux niveaux sous-jacents (3), avec des schistes micacés et chloriteux (5a), des schistes verts, plus durs, à chlorite et épidote (5b) et des schistes micacés luisants, jaunâtres, riches en quartz, parsemés de lentilles de quartz laiteux (5c).

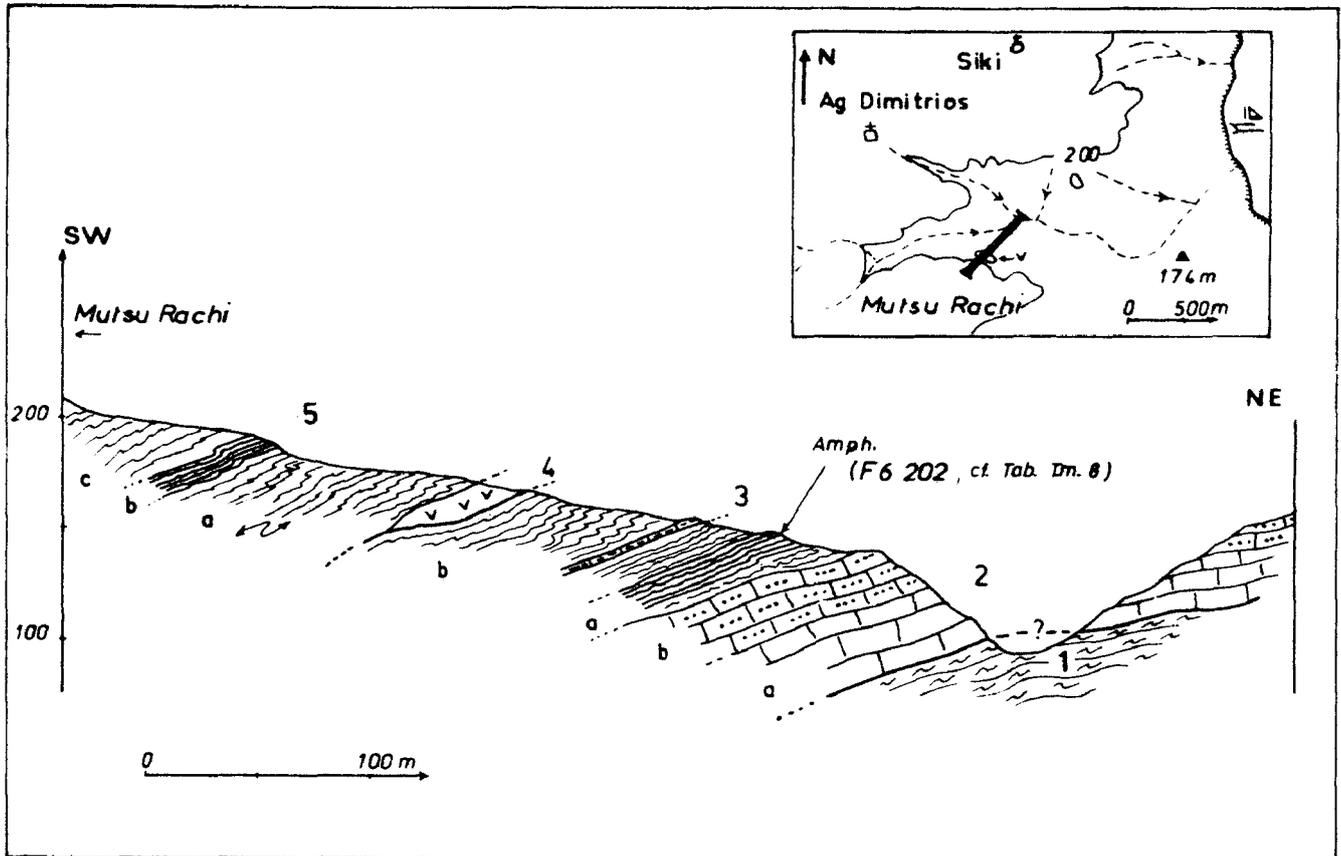


Fig. 213. - Séries Est-pagasitiques. Coupe du Mutsu Rachi. EP 1, fig. 212.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

a2. Coupes du mont Xingasi (366 m).

a2.1. Coupe sur le flanc oriental (fig. 214, tabl. III 19).

A l'Ouest du Mutsu Rachi, sur le sentier qui permet de rejoindre le monastère Agios Dimitrios à partir du mont Xingasi, on peut observer une succession lithologique semblable à la précédente. De bas en haut et du Nord-Est au Sud-Ouest, on reconnaît (fig. 214 A) :

- (1) la formation carbonatée de base, constituée de marbres blancs massifs (1a) et de marbres gris à lits siliceux (1b) ;
- (2) à (7), un ensemble essentiellement schisteux, à intercalations de calcschistes et de corps serpentineux, avec successivement :
 - des schistes verts très durs, écrasés, riches en quartz, chlorite et épidote, montrant deux schistosités très nettes : la première est surtout marquée par le quartz et la chlorite, la seconde par le mica blanc (2) ;
 - des roches jaunâtres, d'aspect terreux, à débit prismatique correspondant très probablement à d'anciens tufs ou roches éruptives (3) ;
 - un niveau de marbres en plaquettes, riche en micas blancs et chlorites, au sein desquelles apparaissent des amphiboles bleutées (pléochroïsme : bleu, bleu-vert, vert très pâle) (4) ;
 - un ensemble (5) formé essentiellement de schistes micacés et chloriteux verts (5a et 5c) ou jaunâtres (5e), à rares intercalations de marbres blancs en plaquettes et de marbres micacés (5d). Des bancs de roches verdâtres, plus dures (5b) s'y observent ; ces roches contiennent en abondance une amphibole

de grande taille, faiblement pléochroïque (vert pâle à incolore), associée à du mica blanc (peu abondant), de l'épidote et un minéral de très petite dimension, à fort relief, qui pourrait être de l'apatite ;
 - un corps plurimétrique de serpentinite, associé à des schistes serpentineux à mica blanc et sphène (6) ;
 - des schistes micacés (7), semblables à ceux de l'ensemble (5).

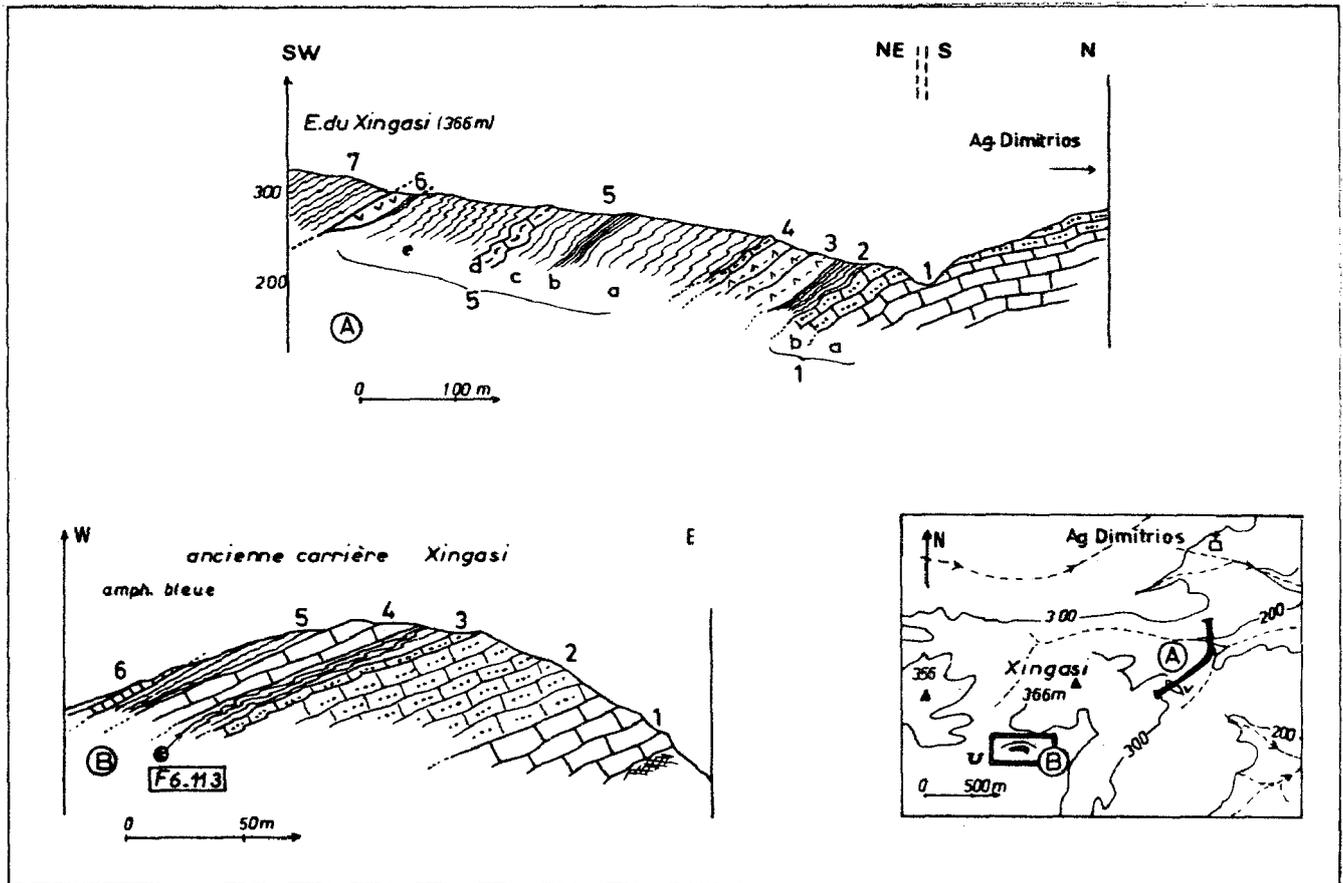


Fig. 214. - Séries Est-pagasitiques. Coupe du mont Xingasi. EP 2, fig. 212.
 Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

coupe EP. 2		Min. Ech.	O	Cc	Ab	M bl	Bi	Chl	Amph. ente'	Amph. v.p.	Amph. bl.	Pyr	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES
Age : Trias Jurassique ?	(A) 2	F6.109	++			+ ^I		++(I)					+			Phyl. br. sphène Tourm.	chloritosch.
	4	#.111	+	++	+3	++ ^I		++ ^I		+2	---+1					Phyl. br. sphène Tourm.	calcsch.
	5b	h.112			+	+			+ ₀	+1		+ ₀	+		+		amphibolite (ortho)
	6	h.108				++		++							+	sphène serpent.	schiste
(B) ●	#.113	++	++	+	++ ^I		+			++ ¹		+		+	Tourm. sphène	calcsch.	
coupe EP.1	#.202	++		+			++		+			++		+	Phyl. br.	chloritosch.	

Tabl. III 19. - Séries Est-pagasitiques : Coupes du mont Xingasi (fig. 214).

a2.2. La carrière au Sud du mont Xingasi : le contact des marbres et des schistes sus-jacents (fig. 214 B).

Les affleurements visibles dans cette carrière abandonnée, située à 1 km au Sud-Ouest du mont Xingasi, permettent d'affirmer que le contact entre la formation carbonatée de base, à marbres blancs (1) massifs (bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur) et marbres gris à lits siliceux (2), passé normalement aux schistes sus-jacents (3 et 5), par l'intermédiaire de bancs de calcschistes et de marbres en plaquettes (4 et 6).

Le niveau schisteux (5) montre une paragenèse intéressante : calcite, quartz, albite, épidote, tourmaline verte (rare), apatite, chlorite, opaques et surtout amphibole bleue (pléochroïsme : violet, bleu-vert, incolore).

Les données obtenues à la microsonde indiquent (voir annexe) qu'il s'agit de crossite proche de magnésio-riebeckite.

En résumé, les coupes décrites dans ce paragraphe permettent de reconstituer une succession lithologique particulière, avec de bas en haut :

- des marbres (50 m environ), caractérisés par la présence de marbres blancs et de marbres gris, à lits siliceux peu épais (1 à 3 cm en moyenne) ;

- des schistes supérieurs composés de schistes quartzo-micacés mais aussi de schistes à amphiboles. Ces dernières sont soit de grande taille et proviennent probablement de roches éruptives, soit des amphiboles bleutées ou vert pâle, de petite taille, qui appartiennent à la paragenèse métamorphique. Enfin, la présence de corps de roches éruptives ultrabasiques serpentinisées est une caractéristique de cet ensemble schisteux.

La nature exacte du contact entre les marbres et les schistes sous-jacents n'a pu être déterminée précisément (fig. 213).

Les coupes décrites ci-dessus concernent des séries situées à la partie supérieure de l'unité pagasitique orientale, immédiatement sous les formations conglomératiques supposées d'âge crétacé supérieur, ou sous les grands ensembles de roches éruptives basiques et ultrabasiques, assimilables aux ophiolites. Des séries situées sur la côte égéenne, en position structurale tout à fait semblable, montrent quelques différences ou particularités. Deux exemples illustrant ce propos seront analysés dans le paragraphe suivant.

b. SERIES RATTACHEES AUX SERIES EST-PAGASITIQUES TYPIQUES.

b1. La série d'Agios Dimitrios.

Cette série affleure dans de bonnes conditions sur les côtes de la mer Egée, à l'Est de Neochorion, près de la chapelle Agios Dimitrios.

De bas en haut et du Nord-Ouest au Sud-Est, on rencontre successivement (fig. 215) :

- (1) des schistes fins ou à débit massif, parfois micro-ocillés, noirs ou gris, intensément microplissés. L'échantillon analysé s'est révélé être constitué de quartz, de mica blanc, de calcite et de rares grains d'amphibole brune et/ou vert foncé apparemment brisés (origine détritique ?) ;
- (2) des marbres gris, à passées claires plus siliceuses, microplissés ;
- (3) des schistes probablement équivalents de l'ensemble schisteux précédent (1). Ils sont parfois d'aspect (micro)ocillé (3a), des grains de feldspath plus ou moins brisés et étirés tectoniquement, apparaissant au sein d'une paragenèse principale à quartz, mica blanc et épidote. Des schistes sus-jacents plus fins (3b), affleurant au sein de la petite baie que domine, au Nord, la chapelle Agios Dimitrios, ont livré les minéraux suivants : plagioclase, épidote, amphibole vert pâle (abondante) et chlorite, dont une partie au moins est tardive par rapport aux amphiboles ;
- (4) des marbres gris, à lignes blanches ici peu siliceuses, formant un ensemble assez puissant, mais leur épaisseur exacte ne peut être évaluée, du fait de la présence de nombreux plis ;
- (5) et (6), des schistes (5) formant un coussin irrégulier sous les masses péridotitiques ophiolitiques (6). Certains de ces schistes sont riches en amphiboles vert pâle (gr. de l'actinote) et montrent une schistosité de crénulation

(S') soulignée par des micas blancs reprenant la foliation principale (S) à quartz, amphibole et mica blanc.

Cette série rappelle la série typique Est-pagasitique par sa position infraophiolitique et ses marbres gris à lignes blanches, parfois siliceux ; mais elle s'en éloigne dans la mesure où ces derniers recouvrent ici l'ensemble schisteux principal, alors que les schistes sus-jacents sont peu épais.

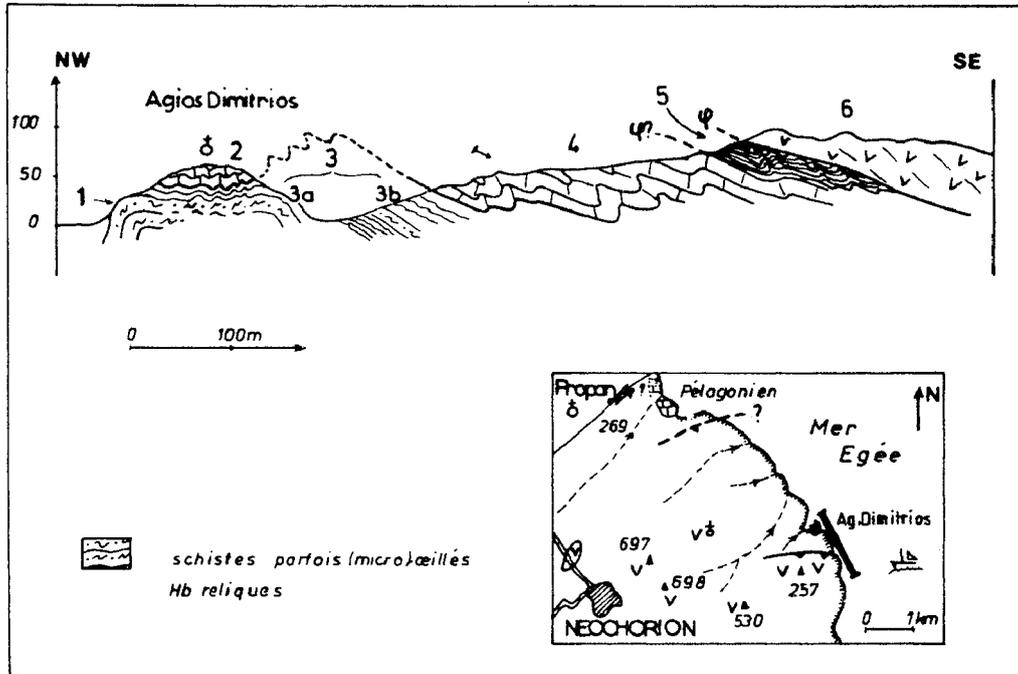


Fig. 215.- Séries rattachées aux séries Est-pagasitiques typiques. Coupe d'Agios Dimitrios. EP 3, fig. 212.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

b2. Un exemple complexe : les affleurements situés au Sud-Est de Siki.

Une coupe levée en direction NW-SE, de Siki, au Nord, à la plage de Xinovrissi (Spilia Mavrias) au Sud, montre des termes lithologiques proches de ceux qui constituent les séries du Mut-su Rachi et du Xingasi précédemment décrites. Ainsi, on reconnaît, du Nord-Ouest au Sud-Est (fig. 216 A) :

- (1) des schistes micacés jaunâtres, parfois d'aspect terreux, à débit prismatique (tufs ?) associés à des marbres blancs chloriteux, et des marbres gris en plaquettes. Cet ensemble forme le flanc septentrional de la vallée principale qui draine ce secteur ;
- (2) à (4), après un hiatus d'observation, affleurent, sur le flanc méridional de la vallée, des roches éruptives en partie serpentinisées (2), surmontées de schistes micacés de teinte sombre (3). Ces derniers sont eux-mêmes recouverts de marbres conglomératiques supposés d'âge crétacé supérieur (4). Les roches éruptives serpentinisées (2b) et les schistes situés à leur base (2a) se révèlent être constitués en grande partie d'une amphibole peu pléochroïque, incolore à vert très pâle, associée à de l'épidote (pistachite) et du quartz, dans le cas des schistes.

Une coupe faite perpendiculairement à la première, en suivant -dans la mesure où la végétation l'autorise- le lit de la vallée située entre Siki et Spilia Mavrias, permet d'observer deux types d'affleurements (fig. 216 B) :

- (1) et (2) ; à l'Ouest, on reconnaît très facilement la formation carbonatée de Siki, caractérisée par les marbres gris à lits siliceux (1), reposant sur des schistes plus ou moins riches en calcite, à amphibole vert pâle (2) ;

- (3) entre les affleurements précédents (1 et 2), situés au-dessus de 40 m d'altitude, et ceux de roches éruptives serpentinisées, vues dans la coupe précédente vers 20 m d'altitude (2, fig. 216 A et 4, fig. 216 B), existe un secteur très plat, peu propice à l'observation, où l'on peut toutefois noter la présence de schistes à quartz, chlorite, épidote et sphène (3) ;
- (4) à (10); enfin, on rencontre les roches éruptives serpentinisées (4) qui recouvrent une série particulière constitués de haut en bas par :
- 7 à 8 m de marbres gris et blancs et de cipolins (5) ;
 - des schistes verdâtres, chloriteux (6) ;
 - des marbres en plaquettes, jaunes ou marrons (7) ;
 - des schistes quartzeux (8) ;
 - un ensemble de plusieurs dizaines de mètres de puissance, de schistes noirs à lentilles de quartz laiteux (9), surmontant un banc de cipolin verdâtre, chloriteux (10), visible au niveau de la mer.

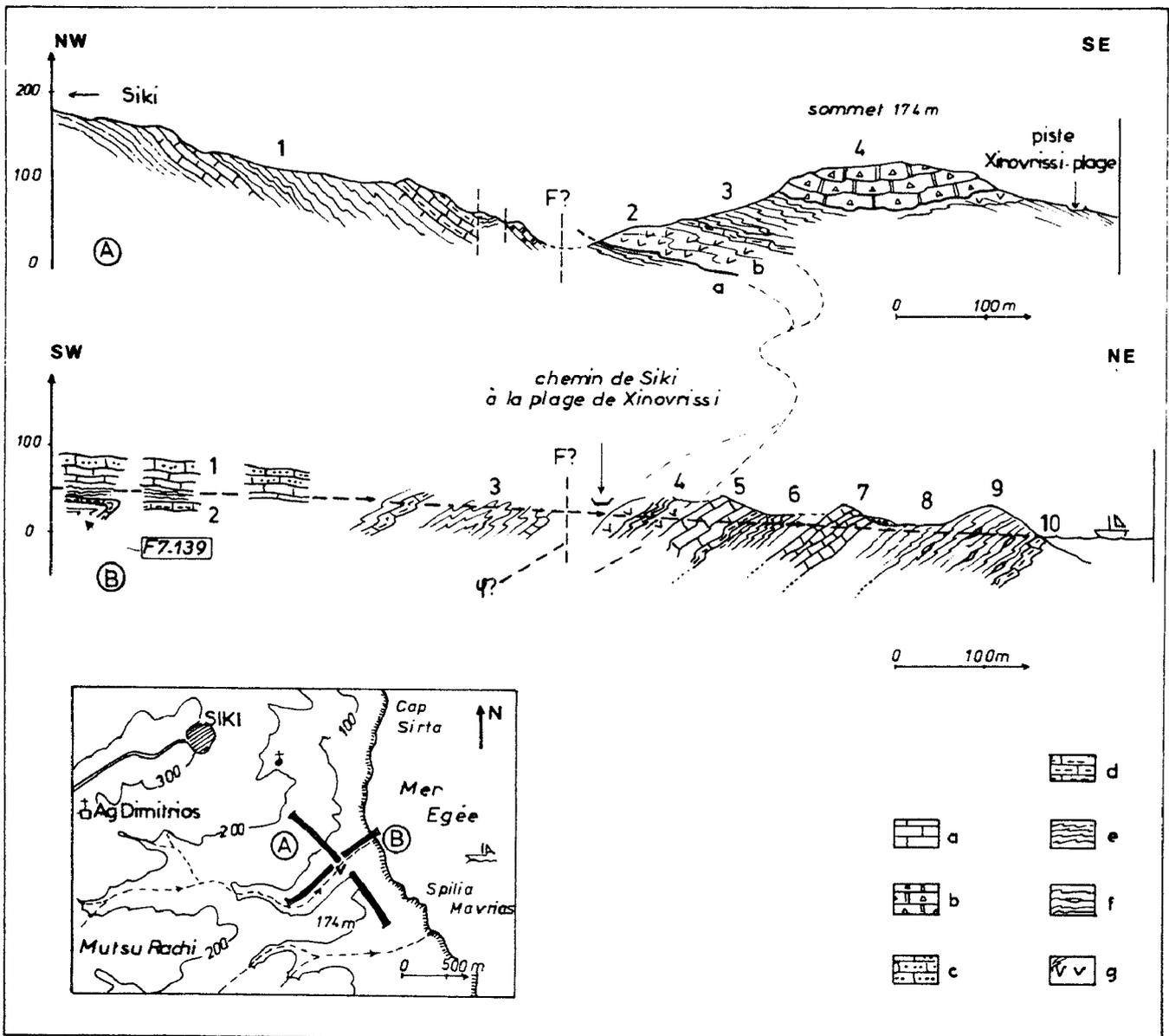


Fig. 216. - Séries rattachées aux séries Est-pagassitiques typiques. Coupes au Sud-Est de Siki. EP 4, fig. 212.

a à d. Niveaux carbonatés. - a. marbres gris, blancs ou jaunâtres. - b. conglomérats à éléments carbonatés. - c. marbres gris à lits siliceux. - d. marbres à phyllosilicates. - e. schistes divers. - f. schistes à lentilles siliceuses. - g. corps de serpentinites. Numéros : voir texte.

Dans la mesure où cette série (4 à 10, fig. 216 B) est située directement sous les roches éruptives basiques et ultrabasiques (corps ophiolitiques ?), elles-mêmes recouvertes par les terrains (supposés) crétacé supérieur, on peut penser que celle-ci occupe une position élevée dans l'unité pagasitique orientale. Cependant, les pendages observés dans la vallée (fig. 215 B) sembleraient indiquer le contraire, les formations situées en amont semblant recouvrir celles qui affleurent en aval. L'existence possible de failles verticales entre ces différents ensembles, toujours envisageable étant donné le caractère discontinu des affleurements, pourrait être l'explication de cette apparente anomalie.

En résumé, la série particulière (5 à 10) représente soit la partie supérieure de la série Est-pagasitique, soit une unité tectonique indépendante qui aurait occupé une position élevée au sein du dispositif structural précoce au moment de la formation des conglomérats (supposés) crétacé supérieur (fig. 216 A). De telles discussions pourraient être faites pour de nombreux affleurements de l'unité pagasitique orientale, que ceux-ci occupent des positions structurales élevées ou au contraire très basses. Ces derniers cas seront discutés dans le paragraphe consacré aux séries situées entre les séries Est-pagasitique et pélagoniennes typiques.

c. LES FORMATIONS SCHISTEUSES A BLOCS DE ROCHES ERUPTIVES (SERIES EST-PAGASITIQUES ; SECTEUR NORD-ARGALASTI).

Entre les transversales (NE-SW) d'Argalasti et de Milai au Nord, affleurent, au sein de schistes quartzo-micacés jaunâtres, de nombreux ensembles de roches éruptives basiques et ultrabasiques. Deux types principaux peuvent être distingués :

- des masses hectométriques à kilométriques (sur carte), constituées pour l'essentiel de péridotites, de pyroxénites et de métagabbros, représentant très probablement les restes d'un assemblage ophiolitique homogène. Exemples : péridotites de Neochorion et peut-être d'afeta ;

- des corps décimétriques à hectométriques de roches basiques ou ultrabasiques, qui paraissent dispersés au sein des schistes. C'est le cas notamment dans le secteur de Siki, où les routes d'Argalasti et de Siki recoupent des petites masses de roches éruptives (péridotites serpentinisées, pyroxénites, gabbros) emballées dans des schistes quartzo-micacés. Cet ensemble peut être rapproché des formations dites "volcano-détritiques" du Malm, en Othrys.

Des descriptions plus précises seront fournies dans un paragraphe ultérieur (*cf. infra* ; 3e partie, chapitre V).

2. LES AFFLEUREMENTS SITUÉS AU SUD D'ARGALASTI : LA SÉRIE DE MYLINA.

Dans ce paragraphe, j'essaierai de montrer que les formations lithologiques affleurant au Sud d'Argalasti sont les mêmes que celles qui existent au Nord, et que les séries auxquelles elles appartiennent ont une logique identique.

a. LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DU SECTEUR CENTRAL MYLINA-LAFKOS.

ai. La formation carbonatée principale : coupe Mylina-Glimeni (fig. 217).

Entre le village de Mylina et la colline de Glimeni située plus au Nord, affleure une masse carbonatée (1), caractérisée par la présence de marbres blancs massifs (1a) et de marbres gris, à lits siliceux (1c), à interlits de schistes (1b) jaunâtres, quartzeux (fig. 217 A). C'est ce même ensemble que l'on peut observer le long de la route Mylina-Chorton, ou encore le long de celle qui relie Lafkos à Metochion, dans sa portion la plus méridionale.

Cette formation carbonatée repose sur un ensemble de schistes quartzeux, fins ou ocellés (2). Les marbres, situés à la base de la formation supérieure (1), sont riches en phyllosilicates, mais la présence de niveaux écrasés entre (1) et (2) indique qu'il s'agit d'un contact tectonisé, sans que l'on puisse préciser sur ce seul affleurement s'il correspond à un contact majeur ou à une simple disharmonie (fig. 217 B) :

- le cipolin (1b) est riche en mica blanc ;

- les schistes inférieurs (2a) montrent, en plus de l'association quartz, feldspath (albite), mica blanc, un phyllosilicate brun-vert (chlorite probable) et de l'épidote zonée à coeur brun-rouge pléochroïque (allanite ?) et bordure jaunâtre à teintes de polarisation vives (pistachite). Certains de ces schistes sont de véritables mylonites, constituées d'un fond essentiellement quartzeux, dans lequel baignent des minéraux de grande taille de quartz, feldspath et mica blanc (2b).

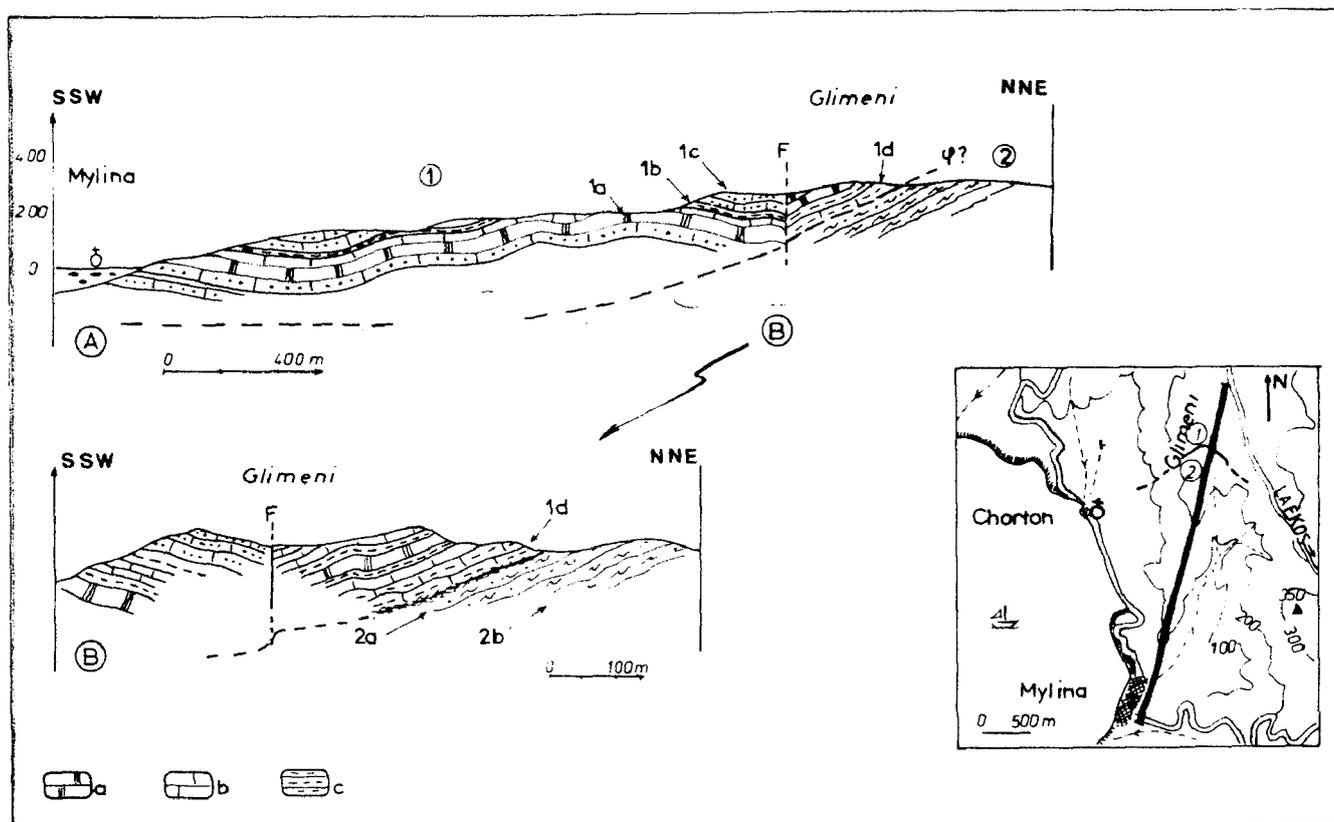


Fig. 217.- Séries Est-pagasitiques. Coupe Mylina-Glimeni. EP 5, fig. 212.

a. marbres blancs massifs. - b. marbres gris. - c. schistes jaunes quartzeux.
Numéros : voir texte.

a2. Les niveaux de base de la série Est-pagasitique : coupe du relais O. T. E. au Sud-Est de Lafkos.

Au Sud de la route Lafkos-Promiri, sous les marbres gris à lits siliceux (1, fig. 217 et 218), décrits précédemment, on observe, du NNW au SSE et de haut en bas (fig. 218 A) :

- (2) une formation épaisse de schistes quartzo-micacés, jaunâtres, et de quartzites de couleur sombre, associés à de rares passées de marbres gris, siliceux, en plaquettes ;
- (3) des marbres massifs, gris ou blancs, dont l'épaisseur est ici d'une centaine de mètres. Ces marbres sont recouverts tectoniquement par l'ensemble siliceux (2).

Une coupe voisine de la précédente (fig. 218 B) permet d'observer les mêmes formations lithologiques, toutefois, les épaisseurs de chacun de ces niveaux (2 et 3) sont ici réduites en raison de phénomènes tectoniques. Un copeau de serpentinite (σ) couronne la formation siliceuse (2).

Les niveaux siliceux (2) sont semblables à ceux qui existent à la sortie Nord de Lafkos, et il est logique d'admettre qu'ils appartiennent à la même série que les marbres à lits siliceux (1) qui les surmontent. Le copeau de serpentinite de la coupe B (fig. 128) doit être attribué à un phénomène tectonique (klippe) et ne paraît pas pouvoir être, dans le cas présent, assimilé à un olistolithe. Une autre hypothèse plausible, est d'attribuer la formation siliceuse (2) à la série pélagonienne, le corps serpentineux soulignant alors le contact tectonique entre les marbres siliceux de la série pagasitique et la série pélagonienne sous-jacente.

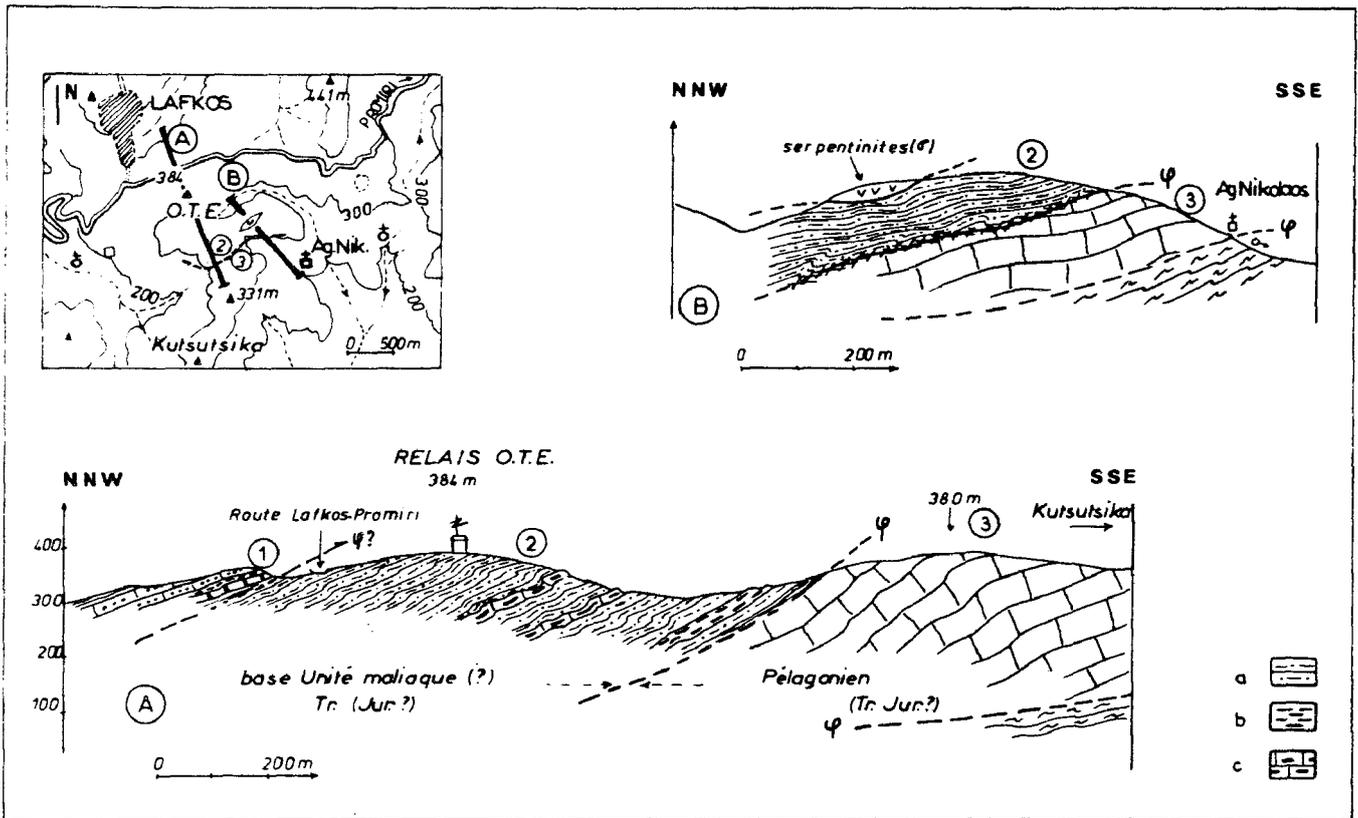


Fig. 218. - Séries Est-pagasitiques. Coupe au Sud-Est de Lafkos (relais O.T.E.). EP 6, fig. 212.

a. schistes jaunâtres très siliceux. - b. "métacherts" (ex-jaspes, radiolarites ?). c. marbres riches en silice.
 Numéros : voir texte.

a3. La partie supérieure de la série Est-pagasitique.

a3.1. Coupe de la crête de la chapelle Agios Georgios, au Nord de Lafkos (fig. 219).

A la sortie Nord du village de Lafkos, une piste recoupe les schistes siliceux à quartzites noirs, associés aux calcaires gris à lits siliceux, qui bordent la route asphaltée. A la première chapelle, située près du sommet coté 409 m, la piste oblique vers le Nord-Est et permet d'effectuer une coupe dans l'ensemble des marbres et des schistes qui recouvrent tectoniquement les schistes ocellés (1, fig. 219) vus dans la coupe précédente de Glimeni (fig. 217) et les niveaux de schistes siliceux jaunes et de quartzites noirs (2, fig. 219).

En partant de la deuxième chapelle (Agios Georgios) vers le Nord-Est, on rencontre successivement (fig. 219) :

- (3) des schistes jaunes, d'aspect terreux, parfois à débit prismatique (tufs ?), associés à des schistes quartzeux micacés (3a et 3c) emballant un corps de serpentinite décimétrique (3b) ;
- (4) une alternance de marbres gris, microplissés (4a et 4c) et de schistes jaunâtres, micacés ou d'aspect "terreux" (4b et 4d), semblables aux métatufs (?) des niveaux précédents ;
- (5) des roches dures, de teinte verte, riches en chlorite et épidote. Cet affleurement est situé au carrefour entre la piste principale qui descend vers le monastère Agios Athanassios et le sentier qui court sur la crête principale, où l'on peut observer la suite de la coupe ;
- (6) à (8), des marbres gris, massifs, associés à des cipolins (6), reposant sur des schistes quartzeux et des schistes micacés (7) qui butent -par faille (?) - sur des cipolins chloriteux à pendage Sud-Ouest (8). Ceux-ci sont eux-mêmes limités à l'Est par une faille verticale caractéristique ;

- (9) un ensemble à pendage Nord-Est, constitué de haut en bas de schistes jaunâtres (9a), de marbres gris (9b) et de roches schisteuses dures, verdâtres (9c). Ces dernières sont en fait des métapyroxénites : les pyroxènes sont encore assez bien conservés, bien qu'intensément tectonisés ; ils sont toutefois transformés à leurs extrémités en amphibole vert pâle actinolitique, appartenant à une paragenèse à quartz, albite (?), zoisite et peut-être pumpellyite (?) ;
- (10) enfin, viennent des schistes micacés contenant des corps serpentineux (10b), associés à des marbres gris massifs (10a) et des marbres jaunâtres en plaquettes (10c) semblables à ceux qui sont associés aux formations attribuées au Crétacé supérieur, près d'Argalasti.

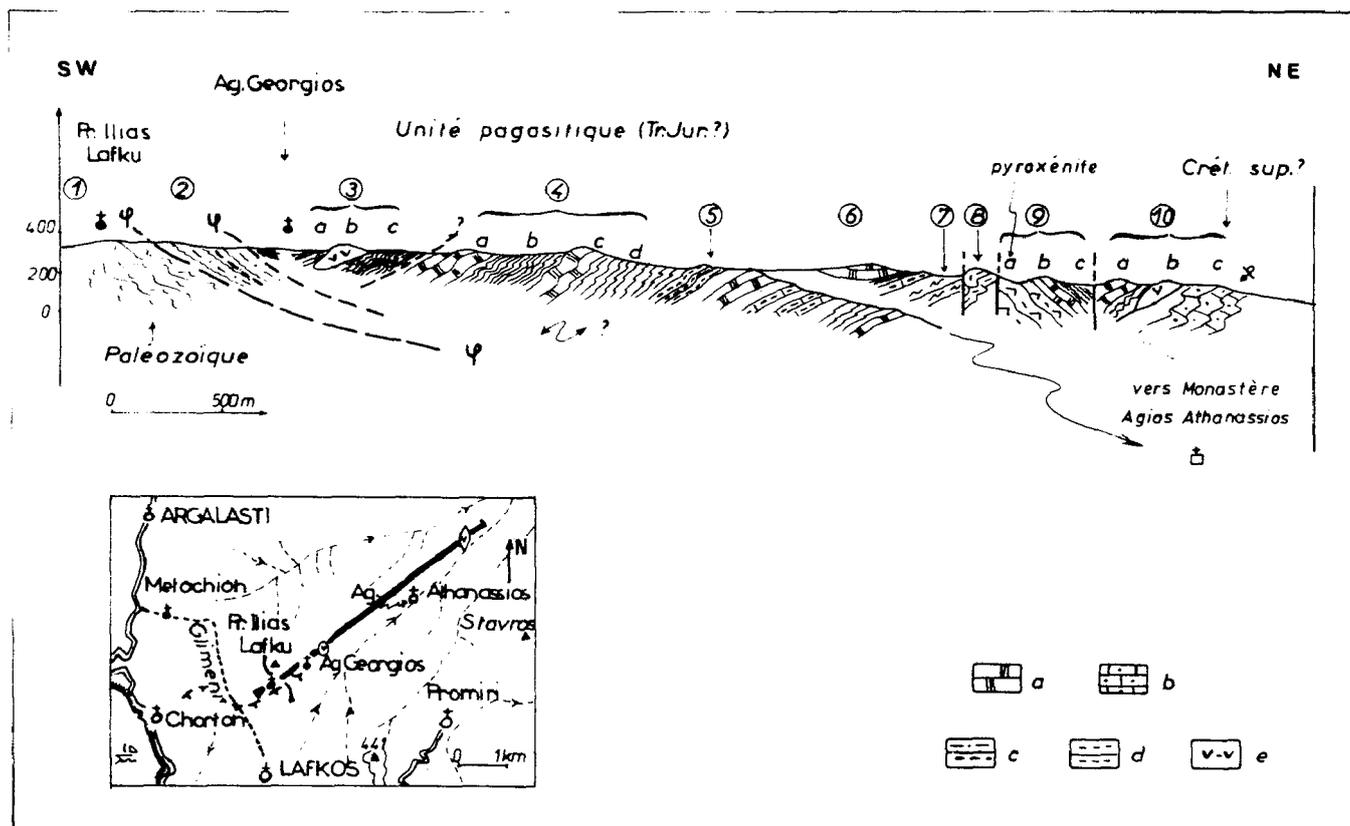


Fig. 219. - Séries Est-pagasitiques. Coupe de la crête au Nord de Lafkos. EP 7, fig. 212.

a. marbres gris ou blancs. - b. marbres en plaquettes jaunâtres (Crétacé sup. ?). - c. schistes siliceux et "métacherts". - d. roche riche en épidote et chlorite. - e. schistes dérivant de roches éruptives (pyroxénites etc...).

Numéros : voir texte.

En résumé, les affleurements observés le long de cette coupe, et qui, géométriquement, se trouvent situés à la partie supérieure de la formation à niveaux carbonatés et siliceux (Formation de Lafkos ; 1, fig. 217), sont constitués d'une alternance de niveaux décamétriques ou plus épais, de schistes et de marbres (4 à 8), surmontés d'un ensemble complexe, essentiellement schisteux (métapélites et métatufs), à corps de roches éruptives (3 et 9). Les niveaux (10) pourraient déjà représenter le Crétacé supérieur.

a3.2. Le passage aux formations supérieures à corps éruptifs.

Entre la crête de la chapelle Agios Georgios et l'axe du synclinorium d'Argalasti, occupé par les formations attribuées au Crétacé supérieur, affleurent des terrains de nature variée, riches en roches éruptives métamorphisées.

Un exemple de succession lithologique peut être observé à l'Ouest d'Argalasti.

En partant de l'église principale située au Sud-Ouest d'Argalasti, puis en suivant la piste qui va vers l'Ouest puis le Sud, on rencontre successivement (fig. 220) :

- (1) des marbres gris, massifs, s'enrichissant en micas à leur partie supérieure ;
- (2) des schistes micacés, jaunâtres, altérés ;
- (3) des métatufs et/ou métavolcanites, verdâtres, à débit prismatique, eux aussi altérés ;
- (4) des métagabbros nettement métamorphisés et schistosés ;
- (5) enfin, après un hiatus d'observation, les conglomérats attribués au Crétacé supérieur.

Cette coupe montre les différents termes lithologiques successifs - dont des métatufs et des métagabbros - qui sont bien représentés dans le secteur situé au Sud d'Argalasti.

Dans la partie supérieure de la série Est-pagasitique méridionale, au sein de schistes micacés à rares intercalations de marbres, on peut noter la présence d'autres roches d'origine éruptive, se présentant soit sous forme d'affleurements kilométriques, soit sous forme de corps décamétriques ou hectométriques ; ce sont :

- de nombreux corps de serpentinite (près de Metochion, et sur la route de Paltsi par exemple) ;

- des masses importantes de metabasites (laves ou diabases) à pyroxène encore reconnaissable, bien visibles le long de la piste de Paltsi, où de telles roches affleurent sur plusieurs kilomètres.

Parmi les roches d'origine sédimentaire, affleurent des "métacherts" correspondant à d'anciennes radiolarites de couleur rouge : c'est le cas, par exemple, près du dépôt d'ordures situé sur le chemin Argalasti-Chorton.

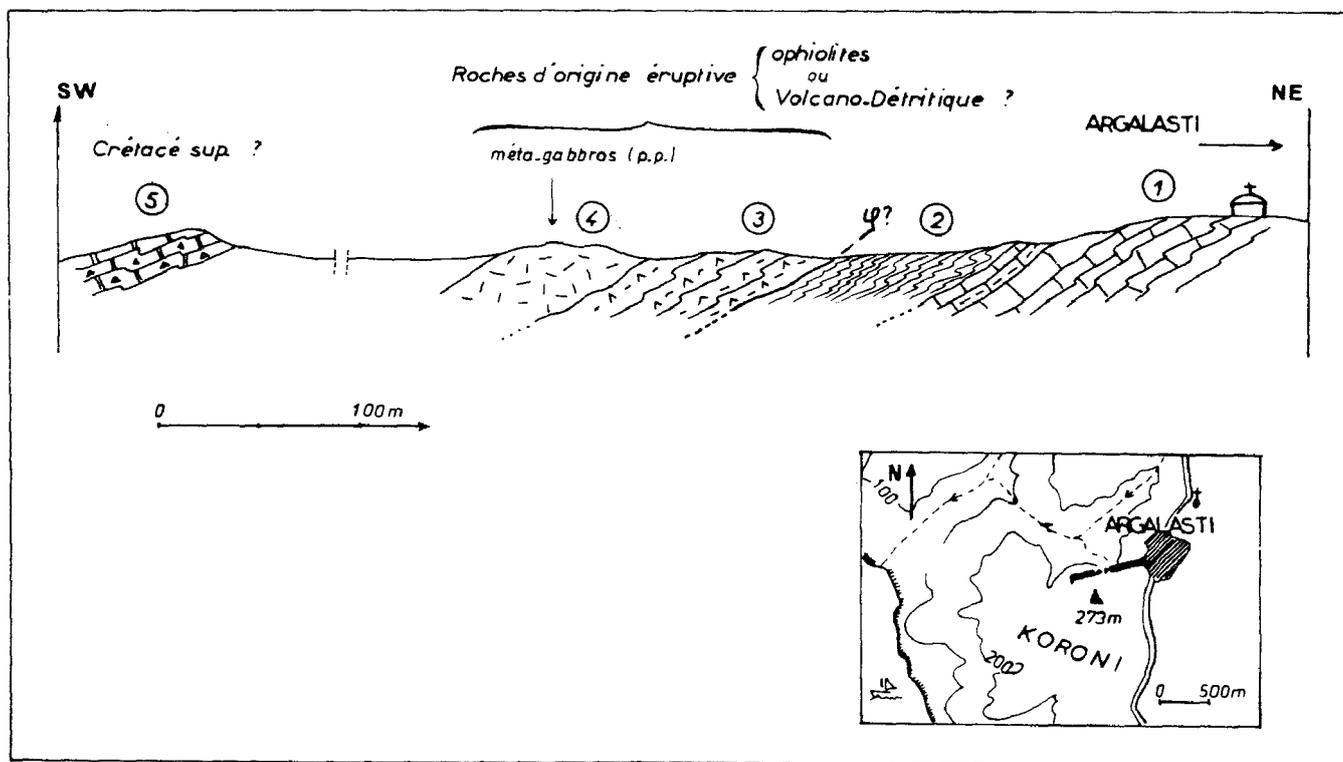


Fig. 220. - Partie supérieure des séries Est-pagasitiques. Coupe à l'Ouest d'Argalasti. EP 8, fig. 212. Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

a3.3. Interprétation.

C'est à la partie supérieure des formations carbonatées à lits siliceux et intercalations schisteuses qu'apparaît l'ensemble complexe de métapélites, métacherts et métatufs, associés à des corps, décimétriques à kilométriques, de roches éruptives basiques et ultrabasiques.

Les roches éruptives, qui occupent en général la partie supérieure des séries concernées, sont le plus souvent conservées au contact des conglomérats (supposés) du Crétacé supérieur. Nous pouvons donc admettre qu'il s'agit de témoins isolés des nappes ophiolitiques (au Nord du monastère Paou, au Sud-Ouest d'Argalasti, par exemple).

En revanche, d'autres affleurements de gabbros, de diabases, et même de serpentinites se présentent de façon différente : les roches éruptives constituent des blocs de taille diverse, emballés dans les métapélites micacées et des métatufs. L'allure de ces affleurements et la disposition cartographique apparemment aléatoire de ces "blocs", conduisent à penser qu'il s'agit là d'une formation comparable au "Volcano-Détritique" du Malm, connu en Othrys centrale par exemple (cf. 3e partie, chapitre IV) et au Nord d'Argalasti (cf. *supra*).

a4. Conclusions.

La série reconstituée à partir de l'étude des affleurements du secteur Mylina-Lafkos, au Sud d'Argalasti, est de même type que celle que l'on peut observer au Nord d'Argalasti, avec de bas en haut :

- des schistes siliceux et des quartzites noirs (métacherts), dont l'appartenance à la série Est-pagasitique est incertaine ;

- un ensemble carbonaté caractérisé par des marbres gris en plaquettes, à lits siliceux, associés à des marbres blancs plus massifs (rares) et des passées de schistes micacés riches en quartz (Formation de Lafkos). Son épaisseur (non plissé) peut être évaluée à une centaine de mètres ;

- un ensemble supérieur complexe, formé surtout de métapélites plus ou moins siliceuses et de métatufs emballant des corps éruptifs (serpentinite, gabbros, diabases) représentant très probablement d'anciens olistolithes dans un ensemble comparable au "Volcano-Détritique" du Malm connu dans les zones internes helléniques ;

- des restes des nappes ophiolitiques comprenant des ultrabasites serpentinisées, et peut-être certains des corps de métavolcanites et diabases de taille kilométrique.

b. LE SECTEUR OCCIDENTAL : LES AFFLEUREMENTS DU MONT DSURANI, ENTRE LE CAP STAVROS ET LE SAKINIKO.

Dans la partie très étroite du Pelion Sud située à l'Ouest de Mylina, le cap Stavros représente un secteur privilégié où l'on peut lever, selon une direction subméridienne, une coupe longue de 7 km environ, depuis des terrains attribués au Crétacé supérieur, au Nord, jusqu'au soubassement de type pélagonien du Sakiniko, au Sud. Entre ces deux extrêmes, affleurent les terrains qui font l'objet de ce paragraphe, à savoir ceux qui constituent la série caractéristique de "l'Unité pagasitique orientale".

b1. Coupe d'ensemble.

Malgré de nombreuses difficultés d'observation (végétation), une coupe passant au niveau de la bordure occidentale de la presqu'île de Dsurani-cap Stavros, montre successivement, du Sud au Nord et de bas en haut (fig. 221 B) :

(1) et (2), les formations lithologiques attribuées à la zone pélagonienne (cf. *supra*) : schistes ocellés albitiques (1) et marbres massifs, gris ou blancs (2) ;

(3) à (5), un ensemble de schistes micacés (3), de marbres massifs gris (4) passant apparemment de façon progressive à des schistes quartzeux et micacés contenant des quartzites de couleur sombre (5). Cet ensemble a été décrit en détail dans le paragraphe consacré aux séries pélagoniennes du Pelion, mais son appartenance à la série pagasitique est tout aussi envisageable (cf. discussion ci-dessous) ;

- (6) un ensemble de schistes micacés alternant avec des marbres gris en plaquettes. La base de cet ensemble est marquée par la présence d'un niveau décamétrique de marbres gris, massifs (6a), qui le sépare de la formation siliceuse schisto-quartzitique (5) sous-jacente mais le contact avec cette dernière n'a pu être observé dans de bonnes conditions. Les schistes de l'ensemble (6) présentent des paragenèses banales, à quartz et mica blanc à tendance brunâtre notamment ;
- (7) des niveaux de marbres gris-blanc massifs ou gris en plaquettes, à passées siliceuses, au sein desquels s'intercalent quelques passées de schistes verts à chlorite et mica blanc ;
- (8) un ensemble de schistes verdâtres (8a) surmontés (?) de corps de roches ultrabasiqes serpentinisées (8b), bien visibles au niveau du cap Stavros ou près de Petraki ;
- (9) des marbres gris, à éléments dolomitiques, que j'assimile aux conglomérats du Crétacé supérieur (Ferrière, 1976 b, c).

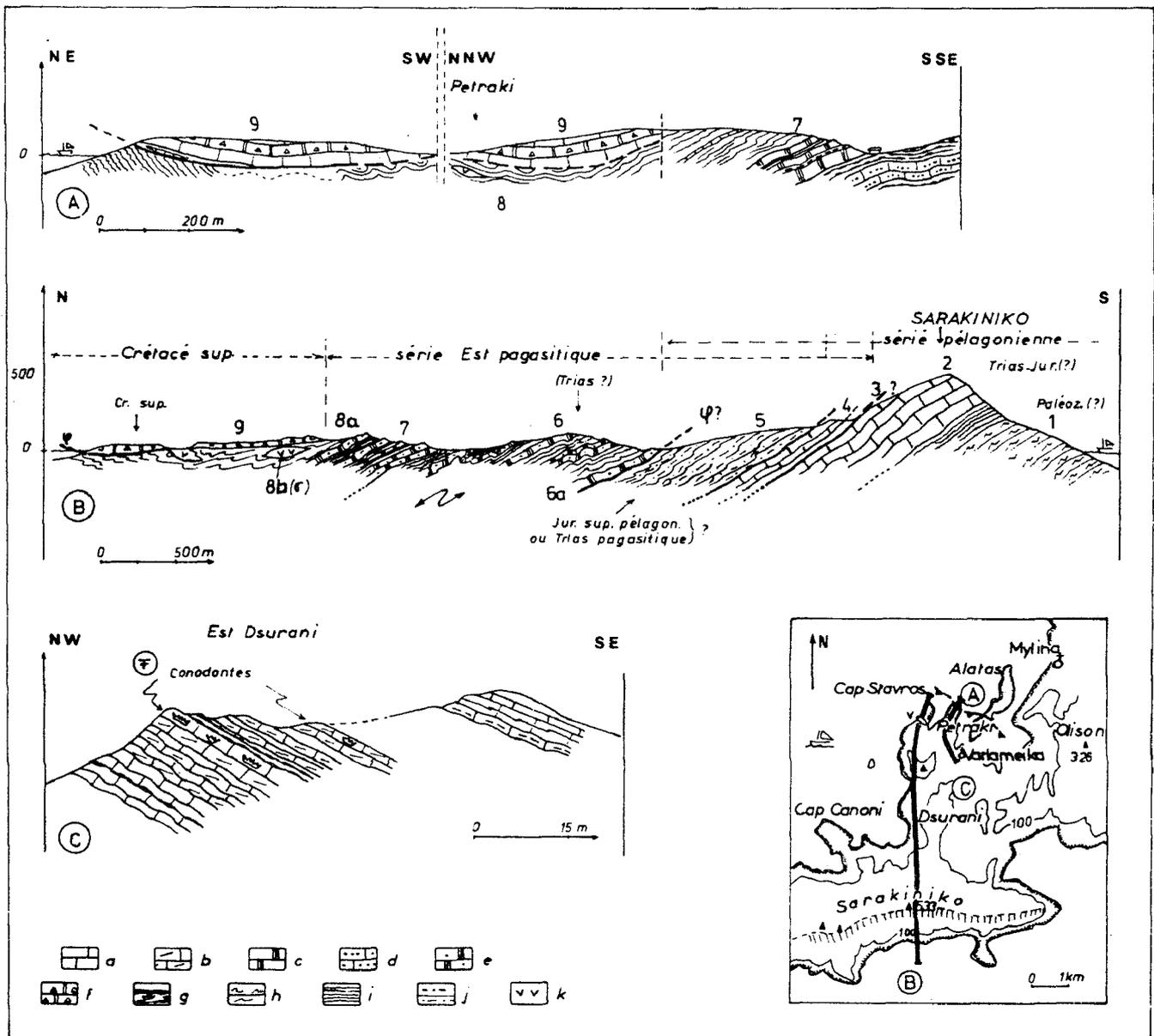


Fig. 221. - Séries Est-pagasitiques. Coupe Sarakiniko-cap Stavros. EP 9, fig. 212.
 a à g. Marbres. - a. gris parfois massifs. - b. dolomitiques. - c. blancs massifs. - d. gris à lits siliceux. - e. alternance de (c) et (d). - f. conglomératiques. - g. à Conodontes. - h. schistes ocellés. - i. schistes fins divers. - j. schistes très siliceux. - k. serpentinites.
 Numéros : voir texte.

b2. Coupes de détail.

b2.1. Coupe de Petraki (fig. 221 A).

Une coupe située quelques centaines de mètres plus à l'Est, passant par le lieu-dit Petraki, permet de faire des observations précises sur les niveaux supérieurs de la coupe. Ainsi, on peut établir que (fig. 221 A) :

- l'ensemble (7), formé de marbres à passées schisteuses, est en partie constitué de marbres gris, rarement massifs, à passées siliceuses, semblables à ceux de Mylina-Lafkos ou de Siki, au Nord d'Argalasti ;

- les marbres conglomératiques (9), supposés d'âge crétacé supérieur, formant l'extrémité septentrionale du cap de Petraki, reposent en contact anormal sur les schistes verts à corps ultrabasiques sous-jacents (8). Les structures tectoniques présentes indiquent un déplacement des marbres vers le Nord-Est.

b2.2. Coupe sur le flanc oriental du Dsurani (fig. 221 C).

En bordure de la piste qui longe le flanc oriental de la colline du Dsurani, existe une antiforme d'axe transversal (NE-SW), à grand rayon de courbure, dont la partie méridionale affleure dans de bonnes conditions (fig. 221 C). Les principaux faciès reconnus sont des marbres gris-violet micacés, mais aussi et surtout des marbres dolomitiques et des dolomies rouges ou roses, associés à des "métacherts" (métaradiolarites) rouges.

Deux niveaux rouges, carbonatés et siliceux, ont livré des Conodontes triasiques (Ferrière, 1978, 1979 a et b) qui ont été déterminés par Kozur :

- F7-194 A-C : nombreux éléments de *Gladigondolella* sp. dont *G. cf. apparatus* ;
- F7-194 C : *Gondolella* sp. (rare).

Pour Kozur, *Gladigondolella* est connu de l'Anisien au Carnien moyen. Cependant, pour des raisons de fréquence au sein des associations observées, il pense que l'âge le plus probable est le Ladinien, et que le Carnien inférieur ne peut être totalement exclu.

Ces niveaux correspondent soit à une partie de l'ensemble (6), soit plus probablement à une partie de l'ensemble (7) de la coupe générale (fig. 221 B).

b3. Interprétation.

Les affleurements du secteur du Dsurani apportent des indications sur deux des principaux problèmes posés par les séries du Pelion méridional, à savoir leur âge, d'une part, leur signification d'autre part.

Signification des niveaux à Conodontes.

L'extension latérale des bancs ayant livré des Conodontes triasiques, ainsi que leur environnement, fait essentiellement de marbres plus ou moins siliceux ou micacés, conduisent à considérer que les niveaux à Conodontes sont normalement intercalés dans une série sédimentaire et qu'ils ne constituent pas des blocs resédimentés (olistolithes), tels que ceux qui existent dans le "Volcano-Détritique" d'Othrys par exemple.

La signification de la partie supérieure de cette série apparaît alors clairement : il s'agit à l'origine d'une série de calcaires siliceux pélagiques triasiques, à passées radiolaritiques (6 et 7, fig. 221), se poursuivant vers le haut par des pélites contenant des corps ultrabasiques, ou recouverts tectoniquement par ceux-ci (8). Les conglomérats (9) représentent alors la couverture transgressive d'âge crétacé supérieur.

En revanche, plusieurs hypothèses sont envisageables en ce qui concerne l'interprétation de la base de la série (Ferrière, 1976 b, c, 1979), même dans le cas le plus simple, où l'on admet qu'un contact majeur sépare les marbres massifs du Sarakiniko, de type pélagonien, des niveaux sus-jacents à Conodontes caractéristiques d'une série pélagique (maliaque ?). L'hypothèse d'une série unique, à faciès pélagiques du Trias moyen-supérieur au sommet et néritiques à la base (Trias inférieur-moyen ?), représentés par les marbres du Sarakiniko, se heurte d'une part

à la trop grande importance de l'épaisseur de la série ainsi reconstituée, et d'autre part au fait que les marbres supposés équivalents de ceux du Sarakiniko, dans le Pelion central et septentrional, contiennent des fossiles du Trias moyen-supérieur.

Ainsi, si l'on se réfère à la coupe d'ensemble (fig. 221 A), le contact tectonique majeur peut être situé :

- soit entre l'ensemble siliceux (5) et l'alternance de schistes et de marbres (6) : la série située au-dessus du contact peut alors être rapprochée des séries maliaques de type Loggitsion, connues en Othrys (volcanisme triasique basal mis à part) bien que ces dernières soient beaucoup moins épaisses (problème d'ordre tectonique ?) ;

- soit entre les marbres massifs "pélagoniens" (2) et l'ensemble des marbres (4) supportant les schistes siliceux et les quartzites (5). La série supérieure pourrait alors être assimilée à une série maliaque de type Pirgaki, avec des calcaires néritiques werféno-anisiens (4) surmontés de radiolarites et de pélites du Trias moyen (5), recouverts de calcaires et radiolarites subordonnées du Trias supérieur-Jurassique (6 et 7). En faveur de cette hypothèse, on peut citer la nature du dispositif anté-crétacé supérieur présent en Othrys orientale (unité du Pirgaki sur soubassement de type pélagonien). En revanche, l'absence de faciès bréchiques dans les niveaux datés ou supposés du Trias moyen-Jurassique, caractéristiques des séries de l'unité maliaque du Pirgaki, va à l'encontre de cette hypothèse.

La première hypothèse me paraît donc la plus vraisemblable, et ce d'autant plus qu'en Eubée moyenne, près de Troupi, un tel dispositif existe : à savoir qu'une série pélagique de type Loggitsion (ou très proche) est recouverte par les ophiolites et chevauche directement sur le Pélagonien, sans intercalation de séries bréchiques de type Pirgaki.

c. LE SECTEUR ORIENTAL : APERCU SUR LES AFFLEUREMENTS DE PROMIRI.

Dans ce secteur qui représente l'extrémité sud-orientale de la presqu'île de Magnésie, les affleurements sont rares du fait de la densité du couvert végétal. Toutefois, on y reconnaît les principales formations lithologiques observées dans le secteur de Mylina-Lafkos, et notamment les marbres gris à lits siliceux et bancs plus massifs (Formation de Lafkos), associés à des schistes chloriteux et micacés. Des corps ultrabasiques serpentinisés sont également présents, au Nord-Est de Promiri par exemple, même en dehors de secteurs, comme celui de Lyri, où affleurent les conglomérats à éléments ophiolitiques (supposés) du Crétacé supérieur.

Des faciès carbonatés verdâtres, rares à l'Ouest de Lafkos, sont en revanche bien développés à l'Est de Promiri, où ils sont souvent associés à de petits affleurements de serpentinite. La signification et l'âge (Crétacé supérieur ou Trias-Jurassique ?) de ces faciès n'ont pu être déterminés.

C. LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES SITUÉES ENTRE LES SÉRIES EST-PAGASITIQUES TYPIQUES ET LES SÉRIES PELAGONIENNES, DANS LE PELION MÉRIDIIONAL.

Il s'agit d'un ensemble de terrains de faciès variés, dont les rapports avec les séries Est-pagasitiques caractéristiques sus-jacentes, et les séries pélagoniennes sous-jacentes, sont de nature tectonique. J'analyserai successivement différents groupes d'affleurements, choisis soit en fonction de la diversité des faciès (cas de la coupe au Nord de Siki et de la coupe d'Agiios Dimitrios), soit en fonction de l'importance du problème posé (cas des niveaux siliceux intercalés entre les séries pélagoniennes et Est-pagasitiques ou du "problème des schistes ocellés" affleurant dans de nombreux secteurs du Pelion).

1. LES SÉRIES A DOLOMIE SACCHAROÏDE A L'EST DE NEOCHORION.

Ces séries apparaissent sous les ophiolites et les séries Est-pagasitiques reconnues dans le secteur de Neochorion, au Nord de Siki et près de la chapelle Agios Dimitrios, sur la côte égéenne.

a. DESCRIPTION DES COUPES.

a1. Coupe dans la vallée au Nord de Siki (fig. 222, tabl. III 20).

Cette coupe, particulièrement démonstrative, est accessible par la piste qui, partant du village de Siki, descend dans la profonde vallée située au Nord de ce village, qu'elle atteint au niveau du confluent des deux bras majeurs de la vallée. Du Sud-Ouest au Nord-Est et de haut en bas géométriquement, on reconnaît successivement (fig. 222) :

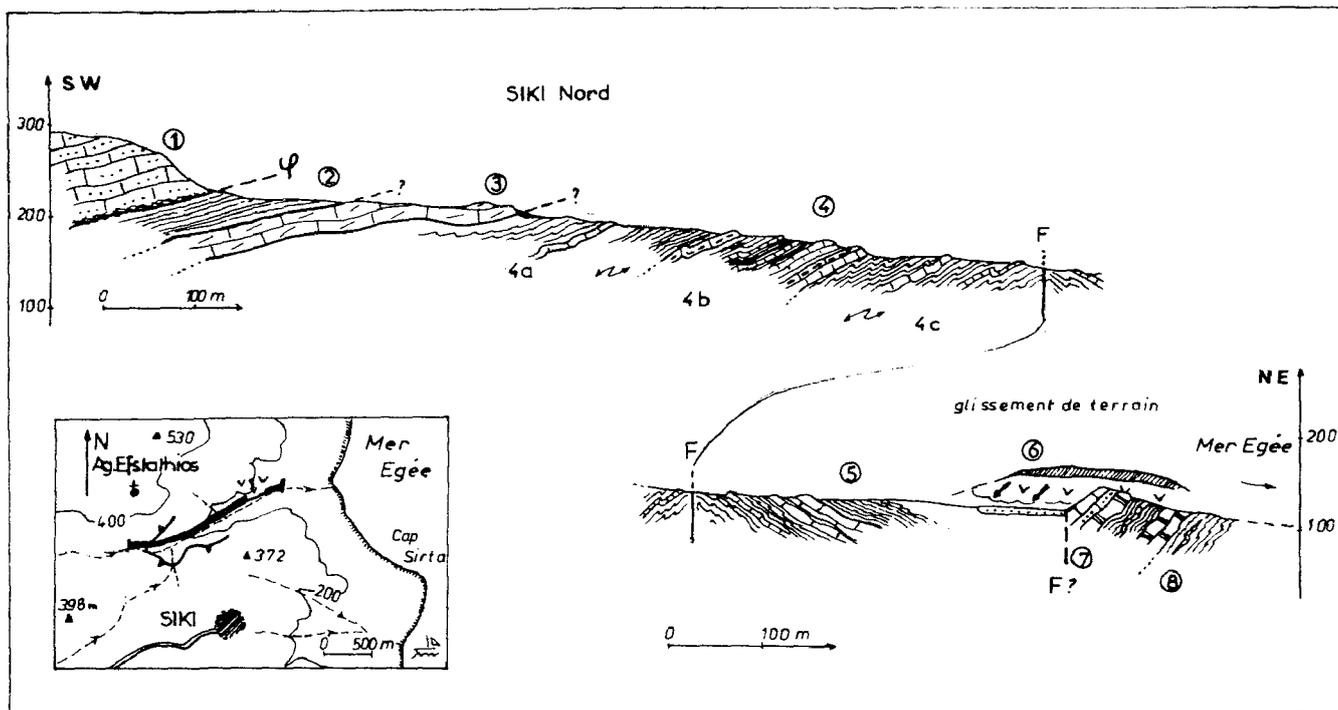


Fig. 222. - Séries situées à la base de l'unité pagasitique orientale. Coupe au Nord de Siki. EP 10, fig. 212.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

coupe E.P 10		Min Ech.	O	Cc	Ab	M bl	Bi	Chl	Amph ante	Amph v.p.-inc.	Amph bl/bl.v	Pyr	Ep	Gr	Ox	divers	ROCHES	
Age : Trias Jurassique ??	2	F7.94	++		+	++ I		+					++				micaschiste	
		103	++		+	++ I		+					+		+		"	
	4	a	96	+		+ pou. limp.			++		++			++			Phyl. br.	chloritosch. à amph.
			97	+	+		+		++								sphène	"
			98	+	+	++			+		+			+			Phyl. br.	sch. albitique
		b	100	+	+	++	+		++					+				chloritosch.
			101	+	+	++	+		+		++			++				amphibolite
			102	++	+	+	++ I								+			
	5	120	+	+	++				+					+			Apat.	sch. albitique
		119	+	+	++	++ I			++					+		+	sphène	micaschiste
		114	++			++			+					++		+		"
	7	109	+	++	+													cipolin
6	112	+	++	+				++				++				Phyl. br.	calcschiste	

Tabl. III 20. - Séries Est-pagasitiques : Coupe au Nord de Siki (fig. 222).

- (1) des marbres gris en plaquettes, à lits quartzeux, caractéristiques de la série Est-pagasitique, limités à leur base par un contact tectonique important souligné par l'intense cataclase de la base de ces marbres, transformés en farine carbonatée très meuble ;
- (2) quelques mètres de schistes verts, durs, à petits "yeux" quartzeux, riches en chlorite, phengite et épidote ;
- (3) une barre de 10 à 20 m d'épaisseur de dolomie blanche, saccharoïde, à pendage faible vers le Sud-Ouest ;
- (4) une épaisse formation à pendage Sud-Ouest, de schistes chloriteux, de calcschistes et de marbres généralement riches en phyllosilicates, limitée à l'Est par une faille verticale. Malgré l'homogénéité des faciès observés dans cette formation, on peut y distinguer, par commodité, trois ensembles lithologiques : un ensemble médian (4b), constitué pour l'essentiel de marbres blancs ou gris en niveaux d'épaisseur métrique (de 1 à 5 m en moyenne) et de calcschistes, encadré par des ensembles essentiellement schisteux, à rares passées de marbres chloriteux, peu épaisses (4a et 4c). De nombreux microplis et plis métriques affectent ces différents ensembles lithologiques. Les principales paragenèses observées dans l'ensemble (4) sont les suivantes (tabl. III 20) :
 - quartz, calcite, chlorite, phengite, épidote et albite poecilitique ;
 - quartz, chlorite, phengite, épidote, albite poecilitique schistosée et amphibole vert pâle de type actinote (pléochroïsme : vert pâle à incolore) ;
- (5) un ensemble de schistes chloriteux et micacés, de calcschistes et de marbres, intensément microplissé, à pendage vers le Nord-Est. Les paragenèses sont identiques aux précédentes (4) et caractérisées par la présence de quartz, chlorite, phengite, épidote et albite. Il s'agit de la même formation que celle qui affleure à l'Ouest de la faille verticale ;
- (6) des affleurements "ophiolitiques" chaotiques, correspondant à un glissement avec éboulement de l'ensemble ophiolitique sus-jacent de Neochorion. Cet éboulement récent, qui a eu lieu vers les années 1950, a entraîné un alluvionnement, en amont du barrage ainsi créé, au fond de la vallée ;
- (7) et (8) une alternance de marbres gris à lits siliceux (calcite, quartz), et de marbres blancs (7) reposant sur des calcschistes verts et des schistes quartzeux (8) à pendage vers le Sud Ouest. Les calcschistes verts contiennent : quartz, calcite, chlorite verte, épidote et albite.

En résumé, d'après les observations faites dans la vallée au Nord de Siki, on peut reconstituer une série continue comprenant les termes (4) et (5), probablement (3) et peut-être (2).

a2. Coupe de la chapelle Agios Dimitrios (à l'Est de Neochorion).

J'ai décrit précédemment (fig. 215), dans le paragraphe consacré à la série Est-pagasitique typique, sous l'ensemble ophiolitique de Neochorion, à proximité de la chapelle Agios Dimitrios, sur la côte égéenne, des faciès qui rappellent cette série Est-pagasitique, sans en avoir toutes les caractéristiques.

Au Nord-Ouest de cette chapelle, affleurent des terrains différents, à savoir, du Sud vers le Nord (fig. 223 A) :

- (1) des schistes micacés, noirâtres, présentant de belles linéations, qui forment le premier talus bordant la plage à l'Ouest ;
- (2) un ensemble de marbres et de schistes microplissés, en bordure nord de la baie, où l'on peut noter :
 - des blocs éboulés d'ultramafites d'origine mal déterminée (2a) ;
 - des marbres gris à lits quartzeux (2b) ;
 - des schistes quartzeux et des quartzites vert-pâle, à phyllosilicates (2c) ;
- (3) une masse importante de dolomie saccharoïde, blanchâtre, séparée de l'ensemble précédent par une faille verticale.

A l'extrémité du cap formé par les dolomies (3), affleurent des quartzites à phyllosilicates (quartz, albite, chlorite, mica blanc, épidote, apatite ?), semblables à (2c), qui reposent normalement sur les dolomies (2c, fig. 223 B).

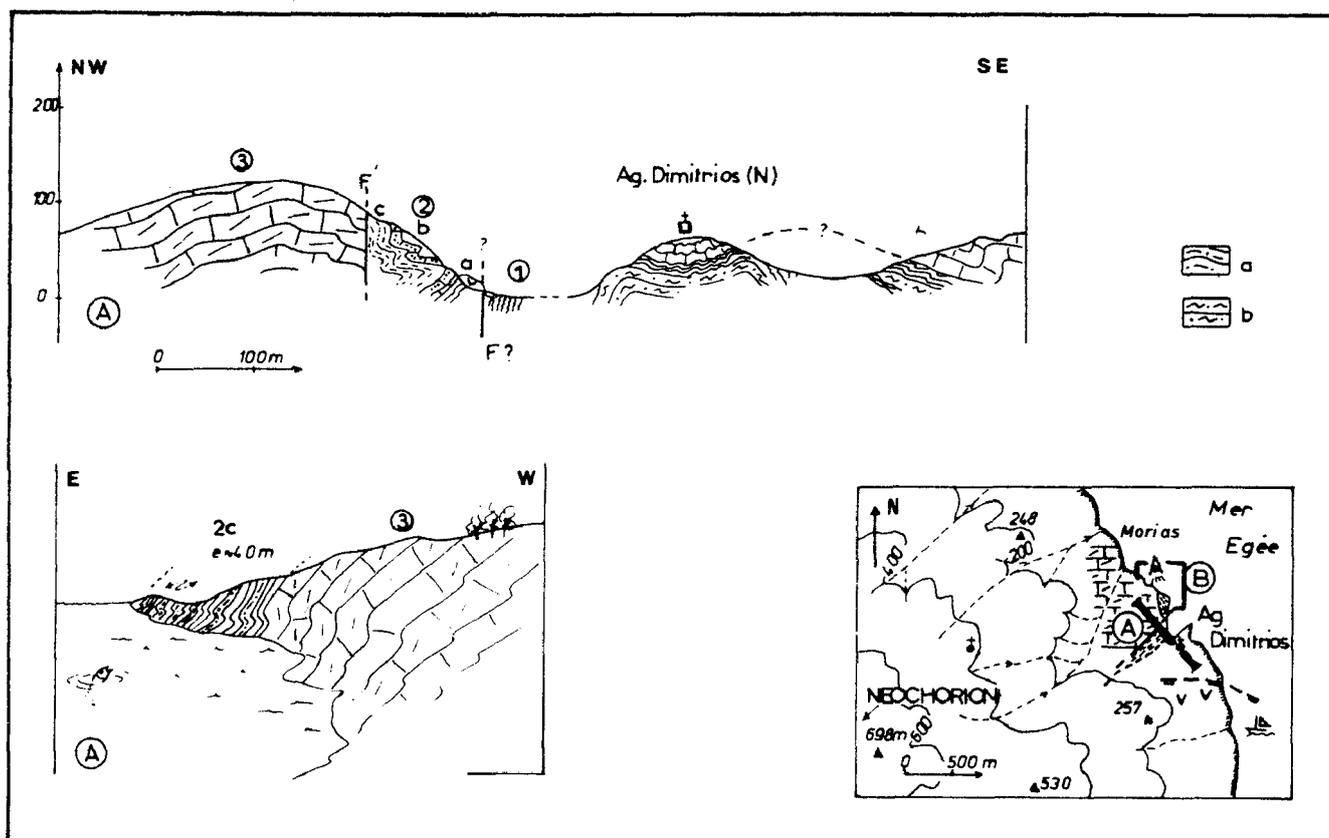


Fig. 223. - Séries situées à la base de l'unité pagasitique orientale. Coupe de la chapelle Agios Dimitrios (Est de Neochorion). EP 11, fig. 212.

a. schistes très siliceux. - b. schistes (micro)ocillés quartzeux.
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

D'après les faits exposés, il est clair que les termes (3) et (2c), et peut-être (2b), forment une succession lithologique continue qui est probablement située, structurellement, sous la série de la chapelle Agios Dimitrios, elle-même recouverte par les ophiolites.

b. INTERPRETATION.

Les successions lithologiques décrites ci-dessus, au Nord de Siki d'une part (fig. 222), au Nord de la chapelle Agios Dimitrios d'autre part (fig. 223), ont deux points communs :

- elles possèdent des dolomies saccharoïdes, massives, blanches, qui ne présentent pas le même faciès que les dolomies triasico-jurassiques pélagoniennes à cassure esquilleuse ;
- elles sont toutes les deux situées à la base de séries de type Est-pagasitique.

Des différences d'épaisseur importantes existent malgré tout entre les deux ensembles dolomitiques : 10 à 20 m près de Siki, 50 à 100 m au moins près d'Agios Dimitrios.

Les niveaux dolomitiques décrits ci-dessus et les marbres en plaquettes, à lits siliceux, des unités sus-jacentes (Formations de Lafkos et de Siki) constituent une succession lithologique que l'on peut rapprocher de celle des séries maliaques de type Pirgaki, en Othrys. Dans ces séries en effet, les dolomies de base représentent le Trias inférieur-moyen, et passent, par l'intermédiaire d'un volcano-sédimentaire peu épais, aux calcaires siliceux à Conodontes du Trias supérieur. En outre, les séries de type Pirgaki sont celles qui recouvrent directement (tectoniquement) les séries pélagoniennes, ce qui semble être également le cas pour ce secteur, où le Pélagonien est connu trois kilomètres environ au Nord d'Agios Dimitrios.

Toutefois, dans cette hypothèse, il reste :

- à rechercher dans le Pelion le volcano-sédimentaire qui sépare normalement les dolomies inférieures des calcaires siliceux sus-jacents, ainsi que les faciès bréchiques qui normalement leur succèdent vers le haut ;

- à interpréter l'épaisse formation (microplissée il est vrai) de schistes et de calcschistes chloriteux situés à la base des dolomies, dans la coupe au Nord de Siki. Comme par ailleurs, le contact tectonique majeur visible dans cette coupe (fig. 222) est situé entre les dolomies et les marbres siliceux sus-jacents, on se rend compte du caractère très hypothétique du rapprochement envisagé.

Il n'en reste pas moins que, parmi les trois interprétations théoriquement possibles, à savoir que les séries à dolomies représentent (1) une unité indépendante mise en place au cours des phases paléohelléniques, (2) la base des séries Est-pagasitiques, et enfin (3), le sommet des séries de type pélagonien, les deux premières restent les plus vraisemblables. La dernière hypothèse implique en effet que les dolomies saccharoïdes, nettement différentes des dolomies triasico-jurassiques sous-jacentes, réapparaissent à la partie supérieure d'une formation de schistes et calcschistes épaisse, dont on ne connaît aucun équivalent parmi les séries pélagoniennes, métamorphiques ou non, du secteur étudié ou des secteurs avoisinants.

2. LES SERIES SILICEUSES SITUEES ENTRE LES MARBRES PELAGONIENS ET LES SERIES EST-PAGASITIQUES DANS LE PELION MERIDIONAL.

Le problème posé par ces schistes et quartzites siliceux dérivant pour partie de jaspes, est le suivant : s'agit-il de la partie supérieure -du Malm (?) - de la série triasico-jurassique pélagonienne, d'une partie (paléozoïque supérieur, triasique ou jurassique) de la série Est-pagasitique, ou enfin d'une partie d'une série intermédiaire mal identifiée, appartenant cependant à l'unité pagasitique orientale (cf. Maliaque) ? Ce problème a déjà été évoqué précédemment (voir discussion de la fig. 221).

a. LES FAITS.

Les contacts entre les formations siliceuses et les marbres pélagoniens sous-jacents paraissent peu tectonisés, sauf à l'Est, près de Platania et Promiri (fig. 224 A), où les marbres pélagoniens sont eux-mêmes réduits à de simples copeaux tectoniques.

A l'Ouest, la coupe du cap Canoni (fig. 206) montre même des récurrences de marbres à la base de la masse schisteuse siliceuse, jaunâtre, surmontant les marbres massifs pélagoniens, ce qui pourrait indiquer un passage continu entre les schistes de base et les marbres.

Cependant, les schistes siliceux et les quartzites présents près de Lafkos par exemple (2, fig. 218) semblent passer normalement aux marbres à lits siliceux (1, fig. 218) de la série Est-pagasitique (marbres de Lafkos et de Siki), alors que des Conodontes du Trias moyen-supérieur sont présents à l'Ouest de Mylina (fig. 221), dans ces niveaux carbonatés.

La coupe du mont Olison (326 m), sur laquelle sont reportés divers contacts tangentiels hypothétiques, résume ces difficultés d'interprétation (fig. 224 B).

b. INTERPRETATION DES FAITS OBSERVES DANS LES DIFFERENTES COUPES.

Première solution : il n'existe pas de contact(s) tectonique(s) entre les marbres massifs, la série siliceuse et les séries Est-pagasitiques typiques.

Deux cas peuvent alors être distingués : ou bien la totalité de la série correspond à une série pélagonienne, ou bien seule la partie inférieure des marbres massifs est pélagonienne, et la partie supérieure représente la base (werfeno-anisienne) d'une série maliaque de type Pirkaki-Garmeni.

Dans le premier cas, l'âge triasique des niveaux à Conodontes (fig. 221) implique que ceux-ci soient des corps résédimentés (olistolithes), puisque les marbres pélagoniens sont supposés plus récents (Jurassique p.p.) ; ces niveaux à Conodontes semblant intercalés normalement dans les séries Est-pagasitiques, cette hypothèse paraît devoir être abandonnée.

Dans le second cas, un contact tectonique existe au niveau de la première passée schisteuse intercalée dans les marbres massifs (3, fig. 221) ; mais cette hypothèse, qui conduit à envisager l'existence d'une série de type Pirkaki-Garmeni au-dessus de la série pélagonienne, n'est étayée par aucun fait précis. Aucune formation carbonatée métamorphique, par exemple, ne paraît pouvoir être comparée aux brèches du Trias supérieur-Jurassique caractéristiques de ces séries. Les seules brèches présentes surmontent des corps ophiolitiques, et ont été, pour cette raison et d'autres, attribuées au Crétacé supérieur.

Deuxième solution : un ou plusieurs contacts tectoniques majeurs existent à la base ou au sein des schistes surmontant les marbres massifs pélagoniens. C'est l'hypothèse la plus vraisemblable.

Un contact tectonique est bien visible à l'Est (fig. 224 A), mais il s'agit très probablement d'un contact tectonique tertiaire reprenant le contact anté-crétacé supérieur déduit de la présence, plus à l'Ouest, des niveaux triasiques à Conodontes à la partie supérieure de la série. Le contact anté-crétacé est difficile à situer précisément. Alors qu'il devrait être présent entre les marbres massifs pélagoniens et les niveaux à Conodontes (fig. 221), il n'existe pas de copeaux de serpentinite ou de formations chaotiques (Volcano-Détritique du Malm ?) tectonisées pouvant indiquer son existence, comme cela est le cas en Othrys. Un copeau de serpentinite affleure effectivement sur des schistes siliceux recouvrant les marbres pélagoniens à l'Est de Lafkos, mais il semble qu'il s'agisse là d'un témoin des phases tectoniques tertiaires. Ces dernières sont peut-être responsables, par ailleurs, de la disparition des caractéristiques habituelles des contacts tectoniques anté-Crétacé supérieur au niveau des coupes du mont Dsurani (fig. 221) ou du cap Canoni (fig. 206).

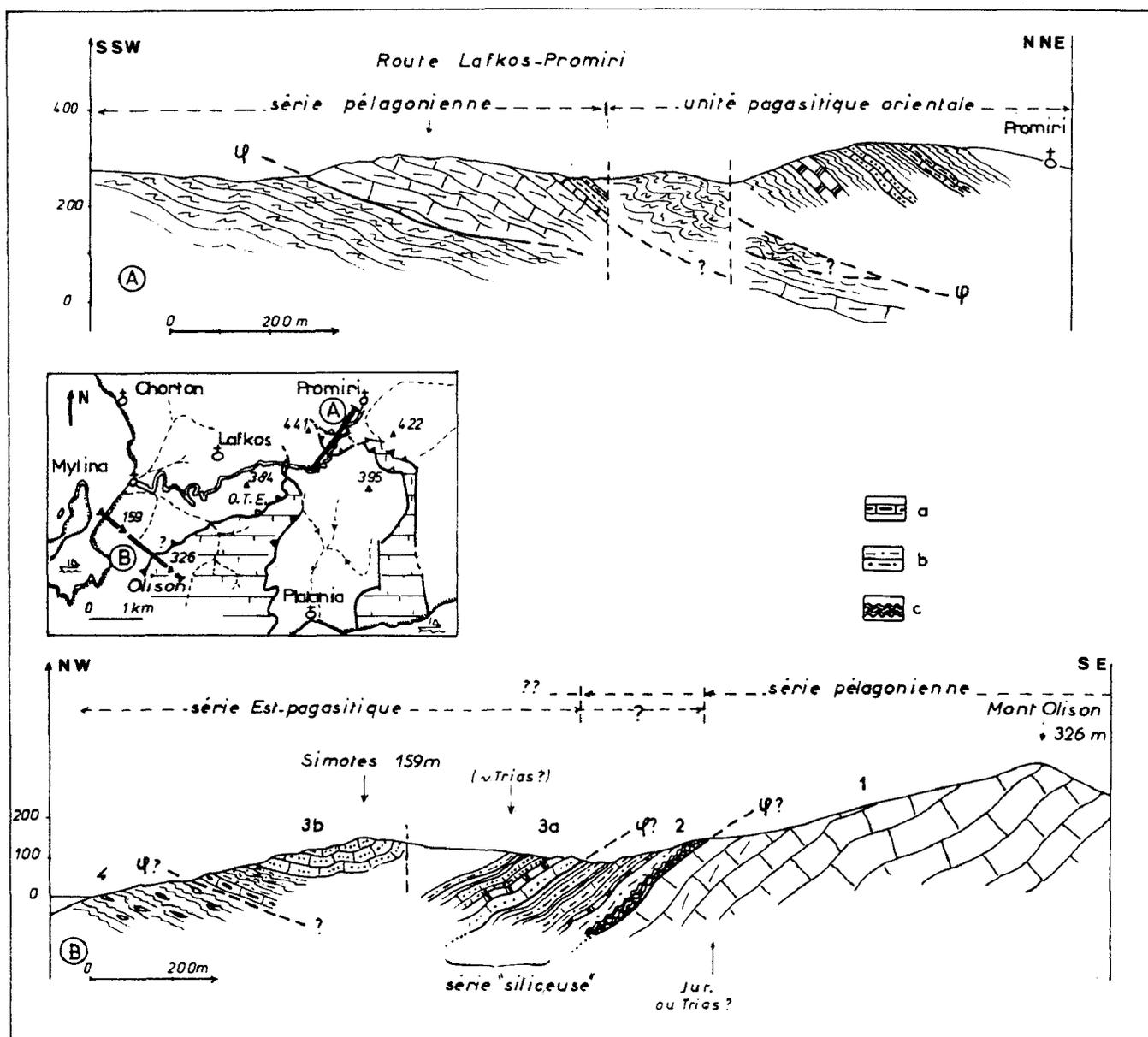


Fig. 224. - Les séries situées entre les marbres pélagoniens et les séries Est-pagasitiques typiques. Coupe de Promiri (A) et du mont Olison (B). A. EP 13 A. - B. EP 13 B, fig. 212.

a. marbres à lits siliceux épais. - b. schistes très siliceux. - c. quartzites (ex jaspes ?).
 Numéros : voir texte.

En bref, si l'existence d'une unité tectonique anté-Crétacé supérieur, dite "Unité pagasitique orientale", est probable, du fait de l'existence de niveaux à Conodontes au-dessus des marbres massifs supposés pélagoniens, il faut remarquer qu'un certain nombre d'observations restent difficiles à interpréter dans cette optique. Une des causes possibles de cette difficulté d'interprétation réside probablement dans la superposition des effets des phases tectoniques tertiaires aux phases paléohelléniques, dans ce secteur des zones internes helléniques.

3. LE PROBLEME DES "SCHISTES OEILLES" DANS LA PARTIE MERIDIONALE DE LA PRESQU'ILE DE MAGNESIE.

Il existe, dans le Pelion Sud, un certain nombre d'affleurements présentant le faciès de "schistes oeuillés" albitiques ("gneiss") sur des épaisseurs souvent importantes (plusieurs dizaines de mètres au minimum). Ces schistes oeuillés, qui sont souvent très quartzeux et mylonitisés, présentent des "yeux" constitués de feldspath (de type albite ou microcline) ou de quartz associé à de feldspath. A l'échelle du Pelion méridional, ils appartiennent probablement à des unités tectoniques et à des séries différentes qu'il convient de déterminer dans chacun des cas.

Le problème se pose de façon différente dans les secteurs situés respectivement au Nord et au Sud d'Argalasti.

a. AU SUD D'ARGALASTI (PELION MERIDIONAL).

Les principaux affleurements de schistes oeuillés sont ceux de Platania et du Sarakiniko, recouverts par des marbres massifs ; ils ont été décrits de ce fait dans le paragraphe consacré aux séries pélagoniennes du Pelion, dont ils représenteraient le soubassement paléozoïque.

Au niveau du mont Glimeni (fig. 217), les marbres gris, à lits siliceux, de la série Est-pagasitique reposent directement, et probablement tectoniquement, sur des schistes oeuillés mylonitiques en partie. Toutefois, la présence d'un contact tectonique majeur près de Lafkos, marqué par un amincissement et une disparition locale des marbres massifs pélagoniens, laisse à penser qu'il s'agit, là encore, de schistes oeuillés du soubassement pélagonien, réapparaissant en fenêtre sous la série Est-pagasitique. Cette superposition serait le résultat d'une tectonique tertiaire dont les effets auraient accentué et modifié quelque peu le dispositif structural paléohellénique (cf. Tectonique, 4e partie).

b. LES SCHISTES OEILLES AU NORD D'ARGALASTI (PELION CENTRAL).

Ils affleurent essentiellement dans le Pelion central, selon une transversale SW-NE passant par Koropi au Sud-Ouest et Propan au Nord-Est. Contrairement aux observations faites au Sud d'Argalasti, on peut les observer sur les marbres et dolomies de la série pélagonienne, le long de la route Neochorion-Tsangarada, au Nord de l'embranchement vers Milai par exemple. Les schistes oeuillés étant ici situés au-dessus de la masse carbonatée pélagonienne, ils peuvent représenter la partie supérieure (Jurassique p.p.) de cette série pélagonienne, ou bien la base d'une unité sus-jacente, Est-pagasitique par exemple, ou bien même pélagonienne.

b1. Les affleurements au Nord-Est de Koropi.

b1.1. Description.

Une coupe NNW-SSE, passant par les sommets Pavlakia au Nord et Strongilo au Sud, montre successivement, du Nord au Sud (fig. 225 B) :

- (1) les marbres et dolomies, en bancs massifs, de la série pélagonienne ;
- (2) des schistes quartzeux mylonitiques, à quartz, feldspath et mica blanc, qui surmontent la masse carbonatée (1) ;
- (3) des schistes quartzeux, oeuillés, souvent mylonitiques, semblables à (2), limités de part et d'autre par d'importantes failles verticales ;
- (4) des schistes à grain fin, riches en quartz et épidote ;
- (5) un copeau tectonique de marbres et dolomies ;
- (6) des schistes verdâtres ou blanchâtres, quartzeux, mylonitiques, à quartz, feldspath et mica blanc ;

- (7) des schistes micacés, jaunes ou bruns, contenant des blocs de serpentinite ;
- (8) un important ensemble de roches ultrabasiques à pyroxénites bien conservées.

b1.2. Interprétation.

Cette coupe révèle la présence de deux ensembles de schistes quartzeux oeilés :

- le premier (niveau 6) pourrait appartenir à la base de l'unité supérieure, en l'occurrence la série Est-pagasitique (ou une série voisine à dolomies par exemple) dont les termes carbonatés, connus près de Neochorion, auraient ici disparu sous l'effet de la tectonique tangentielle;
- le second (niveaux 2 et 3) pourrait représenter soit la partie supérieure jurassique de la série pélagonienne, désolidarisées de son soubassement, et constituant de ce fait une unité tectonique indépendante de celui-ci, soit une partie (paléozoïque ?) d'unité intermédiaire (pélagonienne ou pagasitique ?).

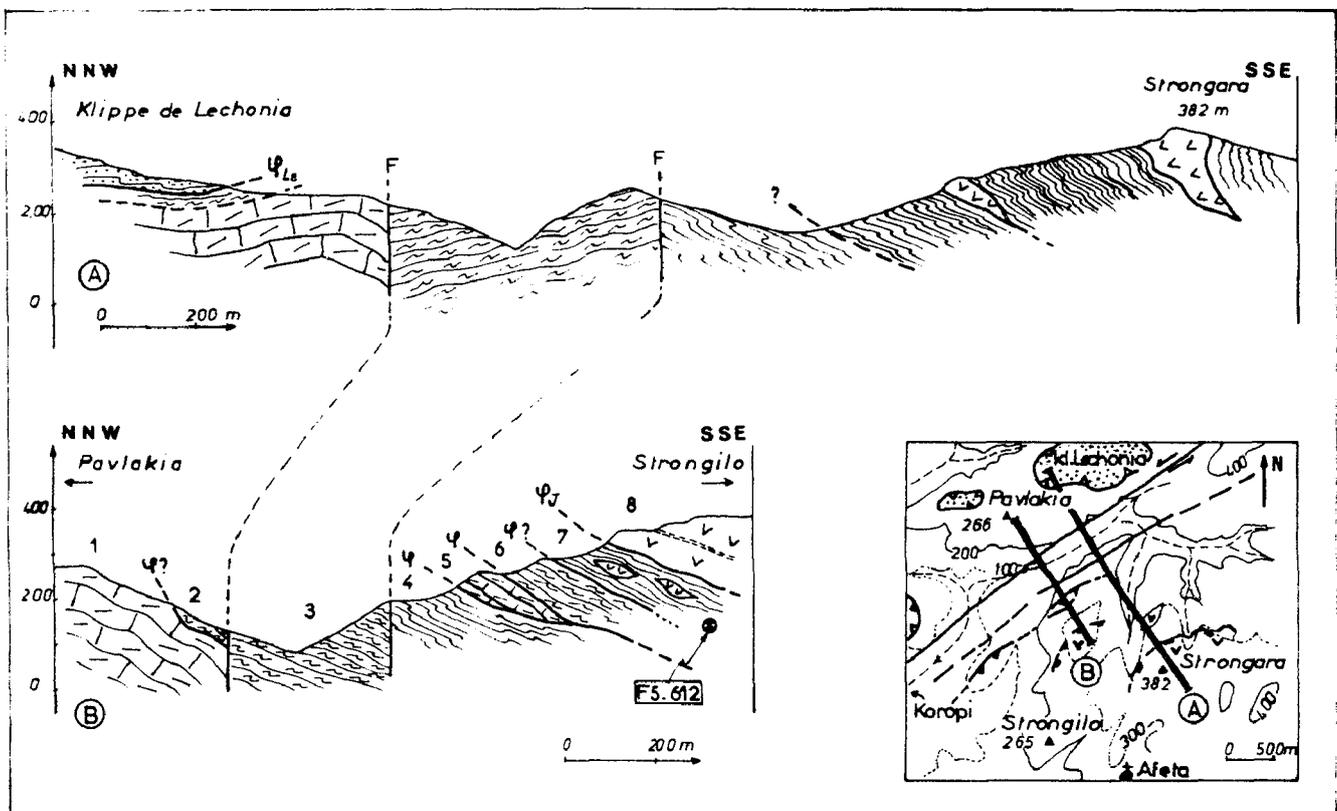


Fig. 225. - Les schistes oeilés du Pelion central. Coupes au Nord de Koropi. EP 12, fig. 212.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

b2. Les affleurements orientaux du secteur Propan-Lambinou.

Dans le paragraphe consacré à l'étude des séries pélagoniennes du Pelion central, j'ai donné la description des affleurements de la plage de Propan (fig. 203). Cette coupe montre notamment des schistes oeilés très quartzeux, qui correspondent très probablement à la partie supérieure de la série pélagonienne (2, fig. 203), alors qu'une unité supérieure de schistes oeilés eux-aussi (5, fig. 203) vient chevaucher ce premier ensemble et que des copeaux de marbres, et peut-être de dolomies, soulignent le contact. Cette succession de termes lithologiques rappelle plus ou moins celle qui a été relevée au Nord-Est de Koropi (fig. 225 B). Une indétermination demeure toutefois, comme pour le niveau (3) de la coupe de Koropi, à propos des vastes affleurements de schistes oeilés exploités juste au Sud de Propan qui peuvent appartenir à l'un ou l'autre des ensembles de schistes oeilés ci-dessus définis (schistes supérieurs pélagoniens ou unité tectonique supra-pélagonienne). L'analyse détaillée de ces affleurements est, en effet, rendue difficile par la présence de failles verticales probablement décrochantes, et du fait d'une végétation "luxuriante".

Les schistes oeuillés de la route Neochorion-Tsangarada : le long de cette route, existent deux affleurements particulièrement nets, où l'on peut étudier le contact entre des schistes quartzeux, plus ou moins oeuillés selon les cas, et les masses de marbres et dolomies sous-jacentes de la série pélagonienne. Ces affleurements, déjà décrits dans le paragraphe consacré aux séries d'affinités pélagoniennes, sont situés sur le flanc de la vallée qui coule au Nord de Propan (B, fig. 202) d'une part, au niveau de la profonde vallée qui longe au Nord le village de Laminou (fig. 201 D) d'autre part.

Dans le premier cas, le contact observé est très nettement de nature tectonique, alors que cela est possible mais non démontré dans le second. Il est donc possible d'admettre qu'il s'agit là de la partie supérieure (jurassique) de la série pélagonienne, et ce d'autant plus que les premiers copeaux serpentineux, témoins d'une formation de type volcano-détritique ou d'un contact tectonique majeur, sont situés plus haut dans la succession lithologique.

Cependant, la présence de hornblende verte dans ces schistes supposés jurassiques ne peut s'expliquer dans cette hypothèse que par l'existence de métamorphismes alpins (anté-crétacés, paléohelléniques) suffisamment intenses pour donner naissance à de tels minéraux. Or, il faut remarquer que de tels faciès à amphibole verte sont surtout bien développés dans le Paléozoïque d'Othrys orientale (à la base de séries de type pélagonien), et que, par conséquent, les schistes oeuillés considérés pourraient représenter la base paléozoïque d'une unité tectonique charriée sur la masse carbonatée pélagonienne triasico-jurassique (unité pélagonienne ou pagasitique ?).

b3. Les schistes oeuillés du Pelion central et méridional : conclusions.

Dans les parties centrale et méridionale de la presque île de Magnésie, de nombreux affleurements de schistes oeuillés sont directement recouverts par des séries de l'unité pagasitique orientale. Parmi ceux-ci, on peut distinguer :

- des schistes oeuillés constituant la base (paléozoïque probable) de séries pélagoniennes typiques, dont la partie supérieure carbonatée a disparu sous l'effet des différentes phases tectoniques. Exemples : schistes oeuillés de la route Lafkos-Promiri (fig. 224) ou de la colline Glimeni, au Nord de Lafkos (fig. 217) ;

- des schistes oeuillés, situés géométriquement au-dessus de formations carbonatées triasico-jurassiques typiques des séries pélagoniennes :

- + une partie de ces schistes constitue probablement le sommet (jurassique supérieur) de la série pélagonienne. Exemples : schistes micro-oeuillés de l'unité inférieure de la coupe de la plage de Propan (niveau 2 p.p., fig. 203) ;
- + l'autre partie de ces schistes pourrait représenter la base (paléozoïque ?) d'unités tectoniques supra-pélagoniennes de l'édifice paléohellénique, qu'il s'agisse de témoins d'unités pélagoniennes, d'unités à série Est-pagasitique typique, ou d'unités intermédiaires à dolomies. Exemples possibles : les schistes oeuillés des unités structurales supérieures des coupes de Koropi (niveau 6 (et 3 ?), fig. 225), ou de la plage de Propan (niveau 5, fig. 203) .

Les schistes oeuillés à amphiboles vertes reliques (témoins de paragenèses anciennes), affleurant sur la route Neochorion-Tsangarada, à mi-chemin entre ces deux villages, rappellent ceux du Nord de Volos (fig. 198) : comme eux, ils peuvent représenter le soubassement paléozoïque d'unités paléohelléniques ou témoigner de l'existence d'un métamorphisme paléohellénique majeur à hornblende verte.

D. SUR LA PRESENCE DE TEMOINS DES SERIES EST-PAGASITIQUES DANS LE PELION SEPTENTRIONAL,

Les schistes et roches éruptives associées surmontant les dolomies et marbres massifs présents au Nord de Volos, ont fréquemment été attribués (pour partie ou en totalité) -sans preuve d'ailleurs- à une unité tectonique supérieure anté-crétacée, indépendante des marbres sous-jacents (Frost, 1976 ; Davis et Jung, 1978 ; Katsikatsos *et al.*, 1980). Or, les faits rapportés dans les chapitres précédents ont montré qu'il existait des formations Crétacé supérieur affectées par des contacts tectoniques tertiaires d'une part, et des schistes en série continue sur les niveaux carbonatés pélagoniens sous-jacents d'autre part. Cependant, les coupes de Glafire (fig. 198) et du mont Karasu (fig. 200) ont révélé la présence de schistes mylonitisés à reliques de biotite et d'amphibole vert foncé, qui pourraient représenter la base (paléozoïque ?) d'une unité tectonique anté-Crétacé supérieur supra-pélagonienne, d'affinité soit pélagonienne, soit pagasitique (maliaque ?), à moins qu'il ne s'agisse de schistes d'âge jurassique supérieur.

E. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES.

1. LES ECHANTILLONS ANALYSES.

Les minéraux étudiés proviennent de six échantillons différents (fig. 212). Quatre d'entre eux (F5-13, F6-113, F6-198, F8-120) ont été prélevés au sein des séries Est-pagasitiques typiques, alors que l'échantillon F8-161b correspond à un quartzite intercalé entre des copeaux de marbres pélagoniens et la base indubitable de la série Est-pagasitique. L'échantillon F7-96 appartient, quant à lui, à la série dite de Siki-Nord affleurant en fenêtre sous la série Est-pagasitique classique.

Le choix des échantillons a été fait en fonction des finalités suivantes (tabl. III 21) :

- trois échantillons correspondent à des faciès typiques des séries considérées, possédant des minéraux variés et de dimension suffisante (F5-13, F6-113, F6-198) ;
- les trois autres échantillons sont représentatifs soit de faciès particuliers à grandes amphiboles (F8-120, F8-161b), soit de faciès appartenant à des séries atypiques (F7-96) ;
- les divers échantillons contiennent des amphiboles qui, à l'observation microscopique, montrent des teintes variées allant du bleu soutenu au vert pâle, en passant par des teintes bleu-vert.

SERIES DE L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE (MALIAQUE ?)										
ANALYSES DE ROCHES							ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES			
Ech.	F6-113	F6-198	F7-96	F8-120	F8-161 ^b	F5-612	Ech.	F6-198	F8-120	F8-161 ^b
Σ Oxydes							Min ^x			
SiO ₂	44,07	18,99	54,7	67,09	88,42	36,31	Q	+	(+)	+
Al ₂ O	11,83	3,87	13,46	16,1	3,93	9,23	Cc	+		
Fe ₂ O ₃ t	5,78	3,57	8,89	5,12	2,19	36,40	Ab	+	+	
FeO	1,76	2,37	4,19	1,63	0,73		M.bl	(+)		
Fe ₂ O ₃ }	3,83	0,94	4,24	3,31	1,38		Bi			
MnO	0,14	0,22	0,13	0,2	1,48	6,27	Chl.	+		
MgO	5,01	4,2	7,76	1,58	0,57	3,25	Amph. anté	+(o)		
CaO	13,64	36,22	7,44	0,48	0,29	2,37	" v.p.-in.			
Na ₂ O	0,88	0,37	2,25	7,89	0,14	3,16	" bl-bl.v.			
K ₂ O	3,95	0,15	1,16	0,06	1,3	0,94	LW			
TiO ₂	0,45	0,23	0,68	0,64	0,15	0,55	Ep			
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,15	0,02	traces	-	Gr			+(Spess.)
P.F.	13,45	31,05	3,41	1,08	0,83	1,16	Ox-Op.		+	+
TOTAL	99,28	98,9	100,03	100,26	99,3	99,64	Divers		Tourm.	Sphène
CO ₂	9,80	29,28	0,14	0,16	0,08					
H ₂ O ⁺	3,45	2,12	3,33	0,83	0,74					
H ₂ O ⁻	0,33	0,31	0,18	0,34	0,19					

Tabl. III 21. - Séries Est-pagasitiques (Pelion) : Analyses de roches et associations minéralogiques des échantillons non reportés sur les coupes et tableaux associés. Analyses : C. R. P. G. Nancy ; quantométrie.

2. PRECISIONS RELATIVES A LA NATURE DES MINERAUX.

Aucune analyse minéralogique concernant les terrains de l'unité pagasitique orientale n'existe dans la littérature, cependant Wallbrecher (1976) cite divers minéraux dans les formations lithologiques qu'il signale dans la partie orientale du Pelion méridional.

En dehors du quartz et de la calcite, on reconnaît les minéraux suivants :

a. FELDSPATHS (6 analyses ; tabl. III 22).

Il s'agit là encore d'albite (Ab : 99,23 à 99,97), même dans les roches d'origine éruptive possible (F8-120).

b. MICAS BLANCS (5 analyses ; tabl. III 22 et fig. 226).

Ce sont des micas blancs à tendance phengitique : Si élevé (Si : 6,61 à 6,81), Al faible et (Fe + Mg) forts par rapport aux muscovites typiques.

Des ressemblances assez nettes peuvent être notées avec les micas blancs phengitiques des séries sous-jacentes d'affinités pélagoniennes.

c. AMPHIBOLES (6 analyses ; tabl. III 23 A et fig. 227).

Les amphiboles analysées sont des amphiboles bleues ou bleu-vert, sauf celles de l'échantillon F7-96, qui provient des séries intermédiaires situées entre les séries Est-pagasitiques typiques et les séries pélagoniennes (amphiboles vert pâle).

Les amphiboles les plus sodiques sont, d'après le diagramme de Miyashiro, des crossites (F5-13, F6-113, F8-161 b) proches des Mg₂ riebeckites ; alors que les amphiboles de l'échantillon F8-120 sont des Mg₂ riebeckites. Aucune analyse n'a révélé la présence de glaucophane s.s., mais Wallbrecher (1982, abstracts) en signale dans cette unité.

Les amphiboles vert pâle de la série intermédiaire (Siki-Nord) sont évidemment beaucoup plus calciques : elles correspondent à des actinotes s.s. dans le diagramme de Leake.

d. CHLORITES (5 analyses ; tabl. III 23 B).

Par rapport aux chlorites des séries de Makrinitza et pélagoniennes, les chlorites apparaissent ici plus riches en Mg et plus pauvres en Fe total.

e. GRENATS (3 analyses ; tabl. III 23 B).

Les trois analyses ont été effectuées sur des grenats provenant de l'échantillon F8-161b à quartz et amphibole bleue de type crossite, proche des Mg₂ riebeckites.

Les analyses montrent qu'il s'agit d'un grenat de type spessartine. La roche hôte est d'ailleurs riche en MnO (1,48 %) par rapport aux autres roches analysées. Il s'agit probablement d'une "métaradiolarite".

f. AUTRES MINÉRAUX.

Parmi les minéraux appartenant aux paragenèses métamorphiques caractéristiques des séries Est-pagasitiques décrits précédemment, on peut citer la pistachite (2 analyses ; tabl. III 23 B), le sphène, la tourmaline verdâtre et les oxydes de fer. Wallbrecher (*op. cit.*) cite aussi le stilpnomélane et la phlogopite (unité pagasitique ou pélagonienne ?)

3. DISTINCTION DES PARAGÈNES SUCCESSES.

Les principales difficultés concernant la distinction des paragenèses métamorphiques successives au sein des séries de l'unité pagasitique orientale, proviennent de la nature même de la formation schisteuse supérieure, constituée d'un mélange de roches éruptives et sédimentaires associées à des tufs et des graywackes, si bien que certaines amphiboles ou épidotes, abondantes au sein des paragenèses métamorphiques, sont en fait d'origine détritique.

Par ailleurs, ces séries étant très probablement anté-ophiolitiques, on peut s'attendre à ce qu'elles aient subi les effets des principales phases tectono-métamorphiques alpines, à savoir les phases anté-Crétacé supérieur et tertiaires, toutes deux caractérisées par des métamorphismes d'intensité modérée à moyenne dans le secteur considéré. Cette intensité, probablement comparable des deux événements majeurs, rend naturellement délicate la distinction des associations minéralogiques qui se sont éventuellement développées durant ces phases, mais aussi la mise en évidence même de l'existence des paragenèses anciennes "paléohelléniques".

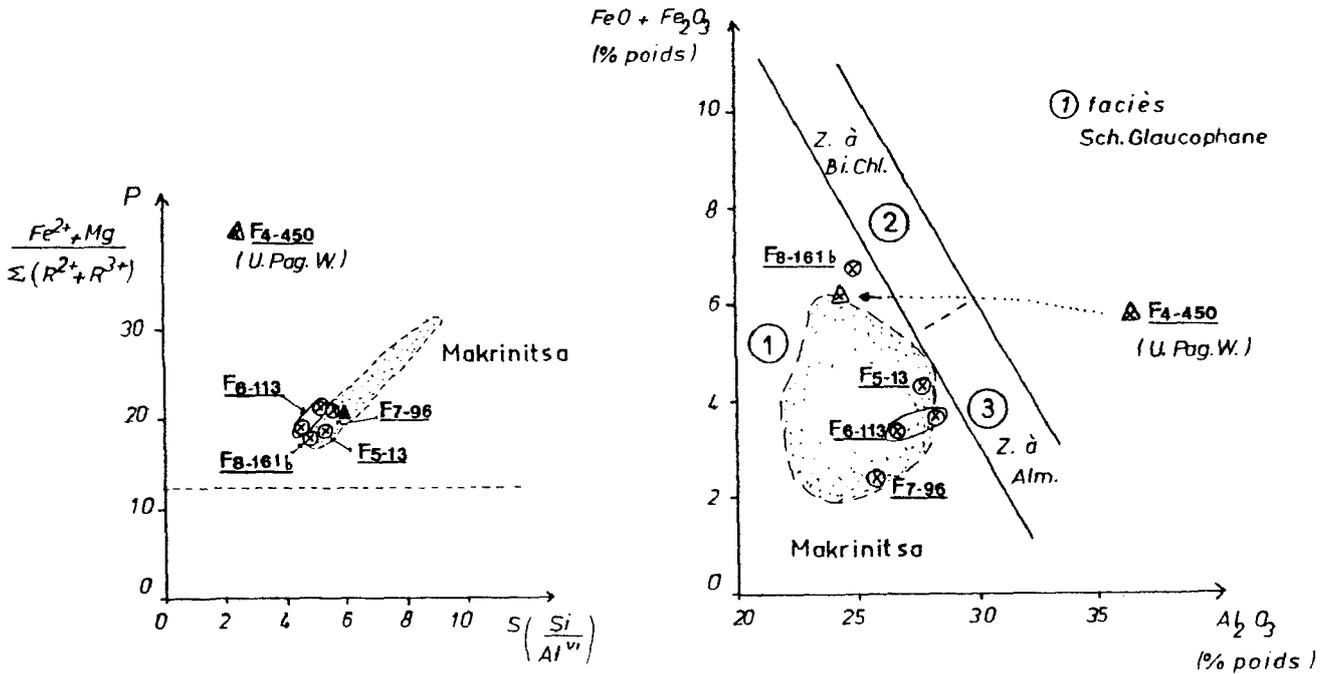


Fig. 226. - Les séries Est-pagasitiques. Micas blancs.

Diagrammes de Graeser et Niggli, 1967 (P/S) et de Miyashiro, 1973 (FeO + Fe₂O₃/Al₂O₃).

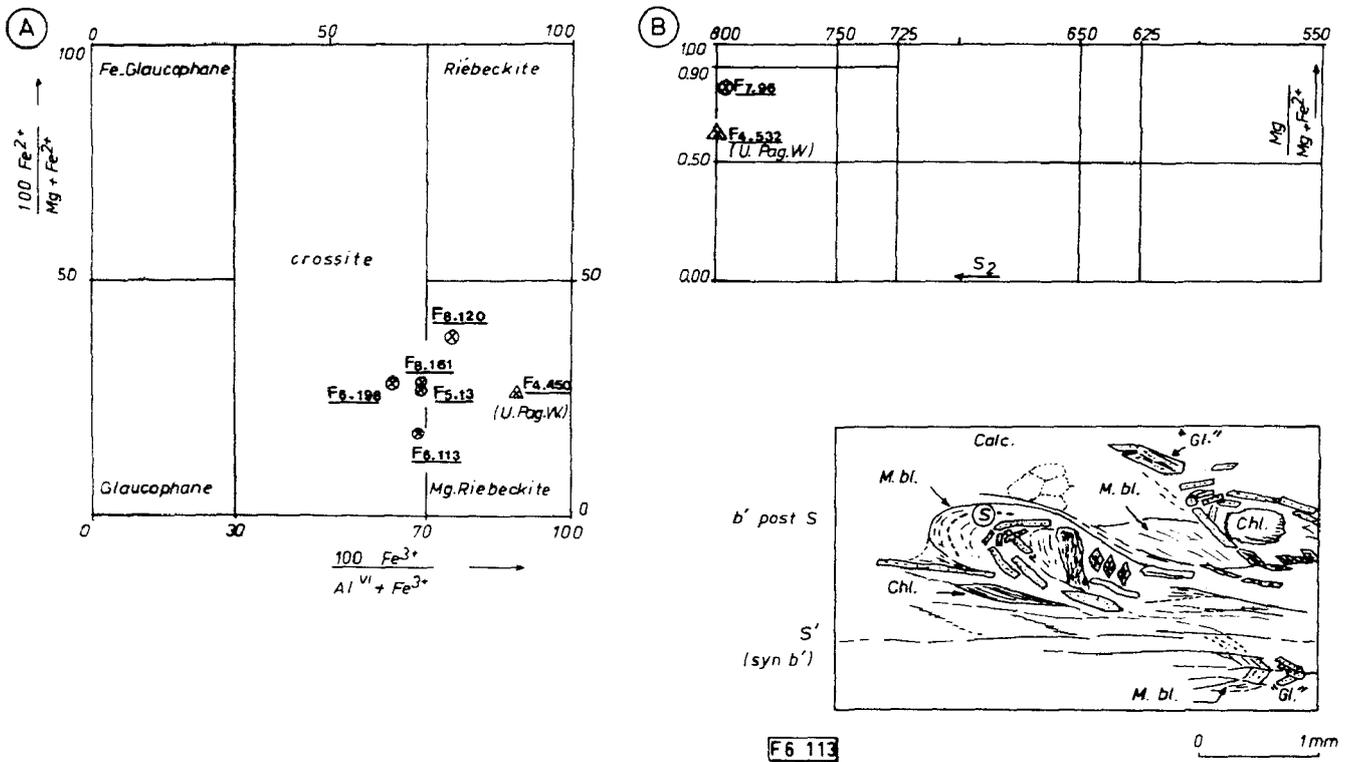


Fig. 227 et 228. - Les séries Est-pagasitiques.

227. - A et B. amphiboles sodiques (A) et calciques (B) d'après la classification de Leake (1978). A : diagramme de Miyashiro, 1957 .

228. - dessin de lame mince (F6- 113) : paragenèse à crossite et superposition de schistosités (S et S').

SÉRIES DE L'UNITÉ PAGASITIQUE ORIENTALE (MALIAQUE ?)												
PLAGIOCLASES (ALBITES)							MICAS BLANCS					
Ech.	F5-13	F6-113	F7-96	F8-120	F8-120	F8-120	Ech.	F5-13	F6-113	F6-113	F7-96	F8-161 ^b
Oxydes				1	2	3				1	2	
SiO ₂	66,99	67,03	65,90	70,12	66,72	67,18	SiO ₂	51,41	50,16	49,57	50,20	48,81
TiO ₂	-	-	-	0,03	-	-	TiO ₂	0,14	0,06	-	0,07	0,41
Al ₂ O ₃	19,22	20,36	19,94	21,90	20,05	19,31	Al ₂ O ₃	26,84	26,63	28,39	25,83	24,97
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,02	-	(Cr ₂ O ₃)	(0,02)	(-)	(-)	(0,33)	(-)
Fe O*	0,09	0,01	0,28	-	-	0,03	Fe ₂ O ₃	4,29	3,41	3,67	2,36	6,62
MnO	0,06	-	0,16	0,04	0,08	-	FeO	-	-	-	0,23	0,07
MgO	-	-	0,30	-	-	-	MnO	0,06	-	-	0,23	0,07
CaO	0,05	-	0,04	0,02	-	0,03	MgO	3,84	4,37	3,89	4,11	3,57
Na ₂ O	11,71	11,50	11,28	11,80	11,64	11,55	CaO	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	0,05	0,05	0,11	Na ₂ O	0,23	0,12	0,28	0,11	-
TOTAL	98,11	98,90	97,90	103,95	98,57	98,21	K ₂ O	10,82	10,76	10,65	11,57	10,65
							H ₂ O	4,59	4,49	4,54	4,43	4,42
							TOTAL	102,22	100,01	100,98	98,91	99,52
Prop. atom.							Prop. atom.	base 22 Oxyg.				
Si	2,986	2,959	2,948	2,944	2,960	2,989	Si	6,724	6,695	6,557	6,791	6,627
Ti	-	-	-	0,0009	-	-	Al ^{IV}	1,276	1,305	1,443	1,209	1,373
Al	1,010	1,060	1,051	1,084	1,048	1,012		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Cr	-	-	-	-	0,0008	-	Ti	0,014	0,006	-	0,007	0,042
Fe ²⁺	0,003	0,0004	0,010	-	-	0,0010	Al ^{VI}	2,860	2,884	2,982	2,909	2,623
Mn	0,002	-	0,006	0,001	0,003	-	Fe ³⁺	0,422	0,343	0,365	0,240	0,677
Mg	-	-	0,020	-	-	-	Fe ²⁺	-	-	-	-	-
Ca	0,002	-	0,002	0,001	-	0,001	Mn	0,007	-	-	0,026	0,008
Na	1,012	0,984	0,978	0,961	1,001	0,997	Mg	0,749	0,869	0,767	0,829	0,722
K	-	0,0003	-	0,003	0,003	0,007		4,051	4,102	4,114	4,011	4,072
TOTAL	5,015	5,003	5,016	4,994	5,017	5,006	Ca	-	-	-	-	-
Ab	99,78	99,58	99,81	99,64	99,68	99,23	Na	0,058	0,031	0,072	0,029	-
Or	-	0,03	00,01	0,29	0,31	0,65	K	1,805	1,832	1,797	1,996	1,845
An	0,22	-	00,18	0,07	-	0,12		1,863	1,863	1,869	2,025	1,845
							OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
							(Cr)	(0,002)	(-)	(-)	(0,035)	(-)

Tabl. III 22. - Séries Est-pagasitiques (Pelion). Plagioclases (base 0= 8) ; Micas blancs (base 0 = 22).
 Tabl. III 22 à III 24 : analyses à la microsonde électronique de Louvain; analyste Vautier.

AMPHIBOLES (SÉRIES DE L'UNITÉ PAGASITIQUE ORIENTALE ; MALIAQUE ?)													
Ech.	F5-13	F6-113	F6-198	F7-96	F8-120	F8-161 ^b	Ech.	F5-13	F6-113	F6-198	F7-96	F8-120	F8-161 ^b
Oxydes							atom.						
SiO ₂	56,44	54,51	56,16	56,20	53,50	54,41	Si	7,994	7,835	7,995	7,974	7,767	7,878
TiO ₂	0,15	-	0,07	0,06	0,11	0,06	Al ^{IV}	0,006	0,165	0,005	0,026	0,233	0,122
Al ₂ O ₃	3,49	4,51	4,18	0,82	3,66	4,13		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Cr ₂ O ₃	0,14	-	0,05	-	0,09	0,03	Ti	0,016	-	0,007	0,006	0,012	0,007
Fe ₂ O ₃	12,33	12,25	11,33	1,77	11,41	11,95	Al ^{VI}	0,576	0,599	0,696	0,111	0,393	0,583
FeO	7,24	4,33	7,27	7,06	10,61	7,27	Cr	0,016	-	0,006	-	0,010	0,003
MnO	0,14	0,31	0,38	0,18	0,62	0,94	Fe ³⁺	1,314	1,324	1,212	0,188	1,246	1,301
MgO	10,40	11,76	10,20	18,27	9,10	10,06	Fe ²⁺	0,858	0,521	0,866	0,838	1,289	0,881
CaO	0,02	1,36	0,28	10,92	2,77	1,04	Mn	0,017	0,038	0,046	0,022	0,076	0,115
Na ₂ O	7,56	6,53	7,23	1,13	6,03	6,33	Mg	2,195	2,519	2,164	3,864	1,969	2,171
K ₂ O	0,01	0,02	-	0,13	0,06	0,01		4,992	5,000	4,998	5,029	4,995	5,061
H ₂ O	2,12	2,09	2,11	2,11	2,07	2,07	Ca	0,003	0,209	0,043	1,660	0,431	0,161
TOTAL	100,04	97,66	99,25	98,65	100,03	98,30	Na	2,076	1,820	1,995	0,311	1,697	1,777
							K	0,002	0,004	0,004	0,024	0,011	0,002
							OH	2,081	2,033	2,038	1,994	2,139	1,940
								2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
								base : 23 Oxygènes					

Tabl. III 23 A. - Séries Est-pagasitiques (Pelion) : Amphiboles (base 0 = 23).

SÉRIES DE L'UNITÉ PAGASITIQUE ORIENTALE (MALIAQUE ?)											
Ech.	GRENATS			EPIDOTES		Ech.	CHLORITES				
	F8-161 ^b 1	F8-161 ^b 2	F8-161 ^b 3	F6-113	F7-96		F5-13	F5-13	F6-113	F6-198	F6-198
Oxydes						Oxydes					
SiO ₂	36,34	36,75	36,63	36,34	38,59	SiO ₂	27,44	28,07	27,76	27,12	28,23
TiO ₂	0,30	0,21	0,22	-	-	TiO ₂	-	0,01	-	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	19,86	20,56	20,38	22,27	23,31	Al ₂ O ₃	19,68	18,65	19,86	18,14	19,60
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	Cr ₂ O ₃	0,15	0,01	-	0,26	0,31
Fe ₂ O ₃	0,99	0,36	0,65	14,59	15,04	FeO	14,53	14,50	13,28	15,89	16,08
FeO	8,27	8,98	6,71	-	-	MnO	0,45	0,27	0,39	0,33	0,19
MnO	30,72	30,58	31,03	0,06	0,30	MgO	23,25	23,68	23,60	22,45	22,61
MgO	0,26	0,33	0,26	0,03	-	CaO	0,10	-	0,04	0,13	0,13
CaO	3,24	3,09	3,15	22,19	22,82	Na ₂ O	-	0,04	0,03	0,05	-
Na ₂ O	-	-	0,04	0,03	-	K ₂ O	0,02	-	-	-	0,02
K ₂ O	-	-	-	-	-	H ₂ O	11,74	11,71	11,75	11,46	11,90
TOTAL	99,97	100,86	101,06	95,51	100,06	TOTAL	97,37	96,94	96,73	95,85	99,10
Prop. atom.						Prop. atom.					
Si	5,967	5,967	5,951	2,979	3,012	Si	5,601	5,744	5,661	5,672	5,687
Ti	0,037	0,025	0,026	-	-	Ti	-	0,002	-	0,005	0,004
Al	3,844	3,935	3,903	2,152	2,145	Al	4,735	4,497	4,771	4,471	4,654
Cr	-	-	-	-	-	Cr	0,025	0,002	-	0,043	0,049
Fe ³⁺	0,122	0,044	0,080	0,903	0,887	Fe ³⁺	2,481	2,481	2,265	2,779	2,709
Fe ²⁺	1,136	1,220	1,184	-	-	Mn	0,078	0,047	0,068	0,059	0,032
Mn	4,273	4,206	4,270	0,004	0,020	Mg	7,073	7,222	7,172	6,997	6,789
Mg	0,063	0,080	0,063	0,004	-	Ca	0,021	0,002	0,008	0,030	0,028
Ca	0,569	0,538	0,549	1,949	1,908	Na	0,024	0,016	0,013	0,018	-
Na	-	-	0,011	0,005	-	K	0,004	-	-	-	0,006
K	-	-	-	-	-	OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
TOTAL	16,011	16,016	16,036	-	-	TOTAL	28,021	28,011	27,959	28,073	27,958
Al	18,87	20,23	19,56	-	-						
PY	1,05	1,33	1,04	-	-						
SP	70,99	69,76	70,59	-	-						
GR	5,50	7,22	6,45	-	-						
AD	3,59	1,46	2,37	-	-						
UV	-	-	-	-	-						

Tabl. III 23 B. - Séries Est-pagasitiques (Pelion) : Grenats (base 0 = 24) ; Chlorites (base 0 = 28) ; Epidotes (base 0 = 12,5).

a. LES RELATIONS ENTRE MINÉRAUX.

Ces relations sont difficiles à analyser du fait de la petite dimension des minéraux présents. Les principales observations concernent les amphiboles.

a1. Les amphiboles.

Les terrains de l'unité pagasitique orientale contiennent des amphiboles de diverses natures (cf. supra) ; elles sont bleues, bleu-vert, vert pâle ou incolores, mais en outre certains échantillons montrent des amphiboles de dimensions très différentes. Les successions suivantes peuvent être reconstituées :

- amph. incolore (grandes) → amph. vert pâle (petites) (éch. F7-139 ; fig. 216) ;
- amph. vert pâle (grandes) → amph. vert pâle (petites) (éch. F7-190, à l'Est de Néochorion) ;
- amph. bleue ou bleu-vert → amph. vert pâle. Ce sont des minéraux de petite dimension, mais certains montrent une zonation (éch. F5-11, au Nord d'Afeta).

Les différentes amphiboles peuvent être déstabilisées au profit de la chlorite.

Les amphiboles de grande dimension pourraient être d'origine magmatique, au moins les amphiboles incolores qui constituent l'essentiel de roches assez massives.

Du point de vue des recristallisations métamorphiques, on peut distinguer deux stades successifs, puisqu'il existe des amphiboles zonées (coeur bleu, périphérie vert pâle).

a2. Autres minéraux.

Mica blanc : des chlorites se développent très fréquemment dans les lits de mica blanc, postérieurement à ceux-ci (nombreux exemples).

Epidote : de grandes pistachites, associées à des amphiboles vert pâle de même dimension, sont envahies par des petits grains d'épidote de même nature (F7-190).

Albite : certaines albites sont poecilites, mais elles englobent de très petits éléments parmi lesquels on reconnaît chlorite, mica blanc, épidote et peut-être des petites amphiboles(?).

Pyroxènes : les pyroxènes observés sont tous d'origine magmatique. Dans les pyroxénites (blocs intercalés dans les schistes), ils sont simplement frangés d'une auréole d'amphibole vert pâle (9a, fig. 219).

b. LES RELATIONS MINÉRAUX-STRUCTURES TECTONIQUES.

Là encore, les exemples observés ne sont pas très démonstratifs. Parmi les faits les plus probants, on peut retenir l'existence de plis (b2) associés à une schistosité de crénulation (S2), reprenant une foliation métamorphique antérieure (S1).

Les minéraux associés aux plans S2 sont en général des micas blancs et des chlorites ; cependant, ces minéraux étant également présents dans les plans de la première schistosité, notamment dans le cas des micas blancs, il est difficile de déterminer s'il s'agit de recristallisations ou de réorientations.

Exemple (F6-113 ; situation fig. 212 et 214) : cet échantillon montre une première paragenèse à calcite, quartz, albite, mica blanc (phengite), pistachite, amphibole bleue (crossite) et sphère, matérialisant une schistosité bien marquée. Cette première schistosité est plissée et recoupée par une schistosité de crénulation moins nette : les plis (b2) sont transverses (direction axiale : E à NE/W à SW). Des micas blancs et des chlorites s'observent dans les plans S2 ; ces dernières se développent également dans des zones d'ouverture entre les feuilletts de la première foliation (fig. 228).

c. DONNEES RADIOMETRIQUES.

Un seul groupe d'échantillons a été daté. Il s'agit de quartzites micacées, à amphibole bleue et grenat (Pi 12, Pi 13, identiques à F8-161b), prélevées à la limite entre des marbres blancs d'affinité pélagonienne à la base, et les schistes de l'unité pagasitique orientale.

Les résultats sont les suivants (K/Ar sur micas blancs de type phengite ; tabl. III 24) :

Echantillon (fract. µm)	Alm-Ar (nl/g STP)	Rad-Ar (ln/g STP)	K (% pds)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{A}$ x10 ⁻³	$^{40}\text{A}/^{36}\text{A}$	Datation K/Ar (m.a.)	
GALANOS KUKOS	Pi-12	0,89	8,47	5,88	1309	3115	36,7 m.a.
	Pheng.(125-63 µm)	17	8	10			.7
GALANOS KUKOS	Pi-13	0,64	9,24	6,29	1951	4580	37,4 m.a.
	Phengite	24	21	4			.8

Tabl. III 24. - Séries Est-pagasitiques (Pelion) : Datations K/Ar sur micas blancs.

Conditions : voir Tabl. III 8 A.

Ech. Pi 12 et Pi 13 : Mont Galanos Kukos au Sud de Premiri (Pelion Sud ; même localisation que F8-161 b, fig. 212).

d. BILAN.

Des remarques précédentes et des analyses lithostratigraphiques déjà exposées, il ressort que, parmi les minéraux présents dans les terrains métamorphiques de l'unité pagasitique orientale, on peut distinguer :

- des minéraux antérieurs aux métamorphismes alpins :

- + les minéraux qui entrent dans ce groupe sont en général d'origine magmatique, qu'ils appartiennent à des roches éruptives s.s. ou à d'anciens tufs à débris éruptifs. Il s'agit surtout de pyroxènes appartenant à des métagabbros et des pyroxénites d'origine ophiolitique probable, resédimentés dans des formations de type "Volcano-Détritique" du Malm ; mais c'est aussi le cas de certaines amphiboles (cas des métatufs) ;
- + certains grains d'épidote, de feldspath et même d'amphibole (certaines amphiboles bleu-vert, entourées d'un liseré d'oxydes de fer, par exemple ?) pourraient être d'origine détritique, mais cela reste naturellement difficile à prouver ;
- + les amphiboles vert foncé des schistes plus ou moins ocellés de la route Neochorion-Tsangarada peuvent être anté-alpines, mais un âge paléohellénique est envisageable (voir discussion, même chapitre, paragraphe IV, C, 3) ;

- des minéraux constituant les paragenèses métamorphiques principales (EP 1) : ces minéraux correspondent à l'épisode de métamorphisme majeur parmi les événements métamorphiques ayant affecté l'unité pagasitique orientale.

Les minéraux reconnus sont les suivants : quartz, calcite, albite, mica blanc phengitique, amphibole bleue, bleu-vert ou vert pâle, pistachite, sphène, tourmaline, oxydes de fer. Un échantillon a également livré du grenat spessartine.

Il est possible que la chlorite se développe à la fin de ce même épisode.

Ces minéraux constituent la foliation principale des roches (S1) ;

- des minéraux postérieurs (EP 2) à cette première foliation (S1) :

- + certains sont associés à une schistosité de crénulation (S2) : mica blanc, chlorite p.p., et peut-être amphibole vert pâle p.p. ;
- + d'autres se développent à partir de (ou sur des) minéraux de la première foliation : ce sont des épidotes (sur de grandes pistachites), des chlorites (sur amphiboles notamment), et des albites parfois poecilites.

Les âges de ces différents épisodes de métamorphisme seront discutés dans les conclusions de ce chapitre. L'événement terminal (EP 2) est sans aucun doute possible d'âge tertiaire ; le précédent (EP 1) est soit tertiaire, soit anté-crétacé supérieur. La solution de ce problème dépend en partie de l'âge des associations à amphiboles vert foncé antérieures à cette foliation EP 1, qui sont soit paléozoïques, soit paléohelléniques.

F. CONCLUSIONS SUR LES SERIES DE L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE.

L'"Unité pagasitique orientale" regroupe en fait diverses unités tectoniques pouvant correspondre à des séries différentes, qui constituent la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie, en dehors de la crête du Sarakiniko et de ses prolongements.

Son existence en tant qu'unité tectonique anté-Crétacé supérieur n'est pas établie avec certitude, mais la présence de Conodontes dans des bancs carbonatés siliceux supra-pélagoniens (Ferrière, 1978, 1979 a et b), constitue un argument solide en faveur de cette interprétation (Wallbrecher, 1976 ; Ferrière, 1978, 1979 b).

1. LITHOSTRATIGRAPHIE.

On peut distinguer des affleurements appartenant à des unités supérieures constituant la série Est-pagasitique typique, et des niveaux en position structurale inférieure, représentant soit la base de cette série, soit des schistes pélagoniens, soit encore des séries indépendantes intercalées entre ces deux ensembles, au sein de l'édifice structural paléohellénique (fig. 229).

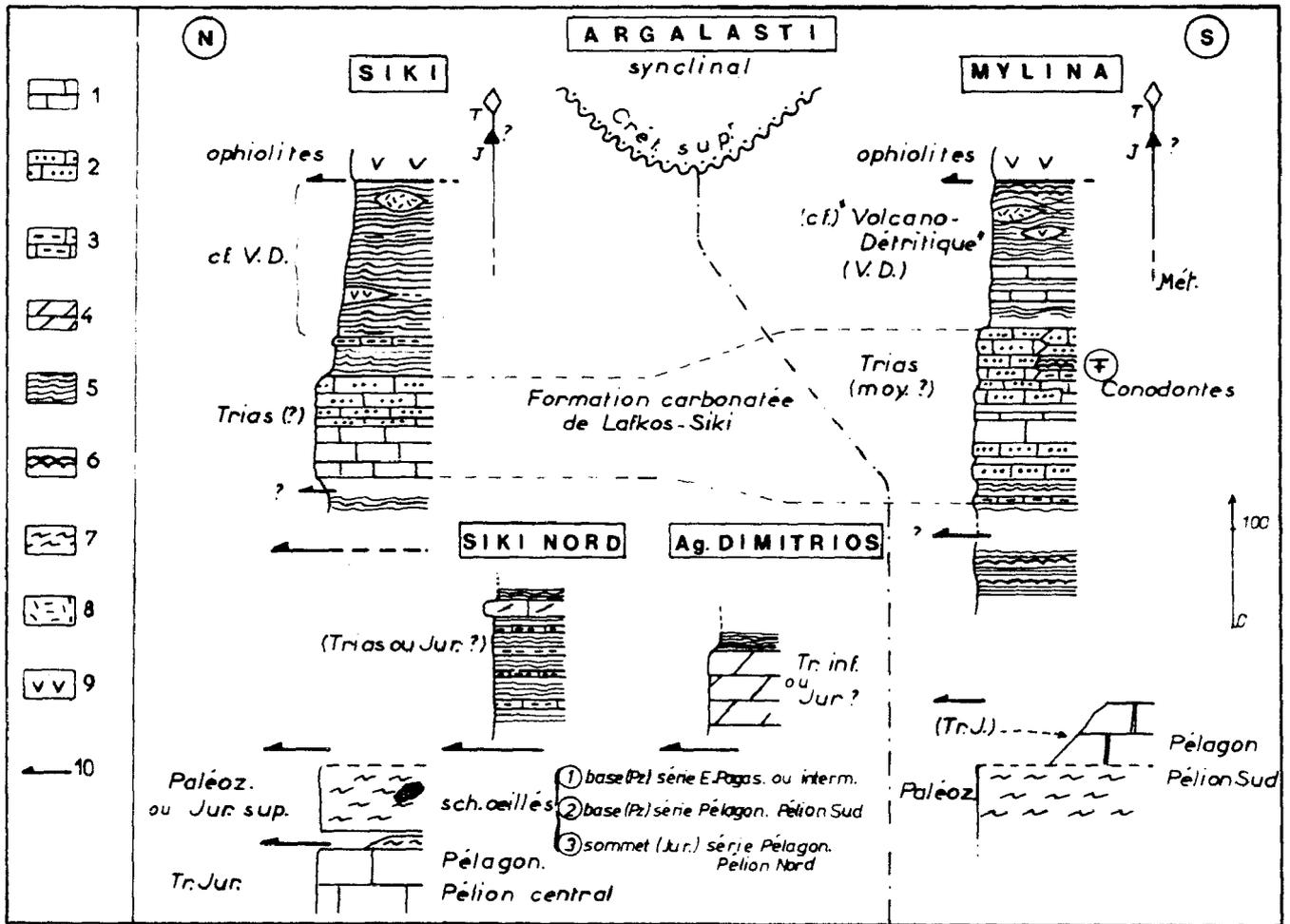


Fig. 229. - Séries de l'unité pagasitique orientale. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.

1 à 4. Niveaux carbonatés. - 1. marbres gris ou blancs parfois massifs. - 2. marbres gris à lits siliceux. - 3. marbres à phyllosilicates. - 4. dolomies. - 5. schistes divers. - 6. Métacherts". - 7. schistes ocellés quartzo-feldspathiques. - 8. métabasites (ex laves, dolérites...). - 9. serpentinites (ophiolites). - 10. contacts anormaux (supposés) anté-Crétacé supérieur.

a. LA SERIE EST-PAGASITIQUE TYPIQUE (SERIE DE MYLINA-SIKI).

Elle est formée de deux ensembles lithologiques distincts ; de bas en haut :

- des marbres gris, à lits siliceux peu épais, associés à quelques mètres de marbres blancs plus massifs, présents surtout à la base de cet ensemble carbonaté ; c'est la formation carbonatée de Lafkos ;

- un ensemble schisteux, constitué de schistes, de calcschistes, de métatufs et de métagravwackes, ainsi que, dans sa partie supérieure notamment, de corps de roches éruptives basiques et ultrabasiques.

Des passées schisteuses et parfois de métajaspes (?), peu épaisses en général, peuvent s'intercaler dans la formation carbonatée de base ; c'est le cas plus particulièrement dans la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie. C'est dans des bancs calcaro-dolomitiques roses, associés à des quartzites (métajaspes ?) rouges, que des Conodontes du Trias (moyen ?) ont été observés dans le mont Dsurani (Ferrière, 1978).

La partie sommitale des niveaux schisteux supérieurs, qui contient des blocs de roches éruptives, correspond vraisemblablement à une formation de type "Volcano-Détritique" (cf. chapitre suivant).

Des variations latérales importantes pourraient exister : ainsi, sous les ophiolites de Neochorion, près de la chapelle Agios Dimitrios, sur la côte égéenne (fig. 215), l'ensemble carbonaté présent, gris à lignes blanches, rappelle celui de Lafkos, mais les lits siliceux y sont très peu développés ; d'autres hypothèses sont d'ailleurs envisageables (cf. *infra*).

b. LES NIVEAUX INFÉRIEURS ET/OU LES SÉRIES INTERMÉDIAIRES.

La base normale de la série Est-pagasitique typique est visible sur quelques mètres dans la vallée Ouest-Est séparant le Mutsu Rachi du village de Siki, au Nord d'Argalasti. Il s'agit, à cet endroit, de schistes quartzeux et de calcschistes chloriteux à amphibole vert pâle (actinote), à passées de marbres à phyllites (fig. 216). Au Sud d'Argalasti, ces marbres gris, à lits siliceux, reposent le plus souvent sur des schistes quartzeux et des quartzites (métajaspes ?) dont l'attribution aux séries Est-pagasitiques (suscjacentes) ou pélagoniennes (sous-jacentes), ou même à des séries intermédiaires, n'a pas toujours été établie avec certitude.

A la base de la formation carbonatée de Lafkos, au Nord de Siki, apparaît une série particulière, séparée de l'ensemble précédent par un contact tectonique bien marqué. Cette série inférieure - dite de Siki-Nord - est constituée surtout de calcschistes chloriteux à amphibole vert pâle, où s'intercalent des niveaux de marbres peu épais, surmontés d'une passée dolomitique blanche décamétrique (fig. 222 et 229).

De même à l'Est de Neochorion, en bordure de la mer Egée, apparaît un ensemble dolomitique épais recouvert par des schistes quartzeux, qui correspond soit à la base de la série d'Agios Dimitrios (série Est-pagasitique plus ou moins typique), soit à une série indépendante. Dans la première hypothèse, un rapprochement avec les séries de type Pirgaki-Garmeni pourrait être esquissé : les dolomies représenteraient le Werféno-Anisien, les marbres à lignes blanches, des calcaires du Trias-Jurassique p.p. ; de véritables séries de type Loggitsion seraient alors absentes, les ophiolites de Neochorion venant directement sur cette série d'Agios Dimitrios.

Des niveaux de schistes ocellés affleurent localement à la base de la série de Mylina, au Sud d'Argalasti, entre Lafkos et Prómiri : il s'agit incontestablement des schistes ocellés paléozoïques pélagoniens qui réapparaissent, les marbres massifs ayant disparu sous l'effet des diverses phases tectoniques. Une interprétation identique peut être retenue pour les schistes ocellés de la colline de Glimeni, au Nord de Lafkos. En revanche, au Nord d'Argalasti, le problème est plus complexe (cf. même chapitre, paragraphe IV, C, 3). En effet, les schistes ocellés qui réapparaissent à la base des séries de l'unité pagasitique orientale surmontent eux-mêmes des marbres pélagoniens. Il s'agit donc, soit de schistes paléozoïques appartenant à une unité tectonique pélagonienne supplémentaire (identique à celle du Sud-Pelion ?), soit de schistes (paléozoïques ?) appartenant à la base de la série Est-pagasitique ou des séries intermédiaires, soit encore des niveaux sommitaux de la série pélagonienne inférieure (fig. 229).

c. BILAN DES OBSERVATIONS.

La série Est-pagasitique typique (série de Mylina) rappelle les séries maliaques les plus élevées du dispositif structural paléohellénique d'Othrys, à savoir les séries de type Loggitsion, par ses marbres gris à lits siliceux, localement à Conodontes surmontés de schistes. La partie supérieure posséderait cependant un ensemble "Volcano-Détritique" plus développé que celui des séries de type Loggitsion.

Si cette interprétation semble la plus plausible, on peut malgré tout s'étonner de l'absence de formation effusive (pillow-lavas), à la base de la formation carbonatée de Lafkos.

Les niveaux situés entre la série Est-pagasitique typique et les séries pélagoniennes appartiennent à l'un de ces deux ensembles, et peut-être même à des séries intermédiaires. Les séries à dolomies, présentes à l'Est de Neochorion et au Nord de Siki, conduisent à s'interroger sur la présence éventuelle de séries (maliaques) de type Garmeni-Pirgaki ; cependant, les brèches carbonatées du Trias supérieur-Jurassique, caractéristiques de ces séries, n'ont pas été observées.

2. LES TRANSFORMATIONS DUES AU(X) METAMORPHISME(S).

a. LES PARAGENESES.

En dehors du quartz et de la calcite, les séries Est-pagasitiques typiques montrent les

minéraux de métamorphisme suivants : albite, chlorite, mica blanc à tendance phengitique et des amphiboles bleues, incolores ou vert pâle. Les amphiboles bleues, sodiques, sont principalement des crossites proches des Mg-riebeckites, qui existent également dans certains échantillons particuliers. Les amphiboles vert pâle sont des actinotes.

Un échantillon situé dans le Pélion Sud, à la limite entre les séries pélagoniennes et Est-pagasitiques, riche en quartz, mica blanc et crossite, a également livré un grenat de type spessartine.

Aucun échantillon n'a livré de lawsonite, contrairement aux séries pélagoniennes et aux schistes de Makrinitza.

Si l'on excepte les schistes ocellés de signification mal établie, les minéraux reliques sont essentiellement des minéraux provenant de roches éruptives (amphiboles et pyroxènes).

b. AGE DES RECRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES.

Les âges absolus obtenus sur les micas blancs de l'échantillon à grenat se situent entre 36,7 et 37,4 MA, c'est-à-dire à la limite Eocène-Oligocène. Comme, par ailleurs, les paragenèses principales présentent des affinités avec celles des niveaux d'âge crétacé supérieur et que les minéraux de ces paragenèses ont subi peu de transformations, il est logique d'admettre que les paragenèses décrites correspondent à un événement métamorphique tertiaire.

Cependant, il faut reconnaître que l'absence de reliques des paragenèses supposées avoir pris naissance durant les phases paléohelléniques dans ces niveaux triasico-jurassiques est, dans cette interprétation, assez surprenante (cf. Mikro Vounon; Othrys orientale).

On peut donc considérer que les métamorphismes tertiaire et paléohellénique ont été tous les deux d'assez faible degré dans cette unité mais que le plus récent, légèrement plus intense, a masqué en grande partie le précédent.

V. OPHIOLITES ET VOLCANO-DETRITIQUE DANS LE MASSIF DU PELION

A. GENERALITES.

La présence, dans le massif du Pelion, de nombreux affleurements de roches éruptives basiques et ultrabasiques, ainsi que le parallélisme établi entre certaines des séries métamorphiques de ce massif et les séries triasico-jurassiques maliaques et pélagoniennes d'Othrys, conduisent à envisager l'existence de nappes ophiolitiques et de "Volcano-Détritique" dans ce massif du Pelion.

Les affleurements de roches éruptives et ultrabasiques (serpentinites surtout) sont souvent de petite dimension, et, de ce fait, il est malaisé de déterminer s'il s'agit d'éléments ayant appartenu à une nappe ophiolitique majeure, dissociée ultérieurement lors des différentes phases tectono-métamorphiques, ou bien de corps resédimentés (olistolithes) au front de ces nappes ophiolitiques (cf. "Volcano-Détritique").

Historique : aucun travail particulier concernant ces formations lithologiques n'a été publié, à ma connaissance, avant le début de mes propres travaux dans ce secteur (Ferrière, 1973, 1976 a, b, c, 1979 b). Quelques affleurements de serpentinites sont signalés sur les cartes à petite échelle de Deprat (1904) et de Renz *et al.* (1954), notamment ceux de Neochorion, et sont encore attribués au Paléozoïque par Guernet (1971). J'ai considéré, pour ma part, qu'il s'agissait de formations mésozoïques comparables aux autres ophiolites des zones internes helléniques, que ce soit pour les affleurements septentrionaux au Nord de Volos (Ferrière, 1973, 1976 a), ou dans la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie (Ferrière, 1976 a, b, 1979). Cette hypothèse a été reprise et développée par Wallbrecher (1976) pour les affleurements les plus méridionaux. Enfin, j'ai établi plus récemment un parallèle entre certaines formations chaotiques métamorphiques de la presqu'île de Magnésie et le "Volcano-Détritique" du Malm du massif de l'Othrys (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1980).

Quoi qu'il en soit, ce paragraphe sera très succinct. Le but poursuivi n'est pas de donner une description détaillée de tous les affleurements et de tous les faciès pétrographiques rencontrés, mais seulement de regrouper ces affleurements dans des ensembles de signification plus ou moins bien établie. Quelques détails lithologiques ou pétrographiques particuliers seront également développés.

B. LES AFFLEUREMENTS.

1. REPARTITION.

La répartition au sein des différentes séries observées, des roches éruptives basiques et surtout ultrabasiqes, caractéristiques des ophiolites, n'est pas homogène (fig. 230).

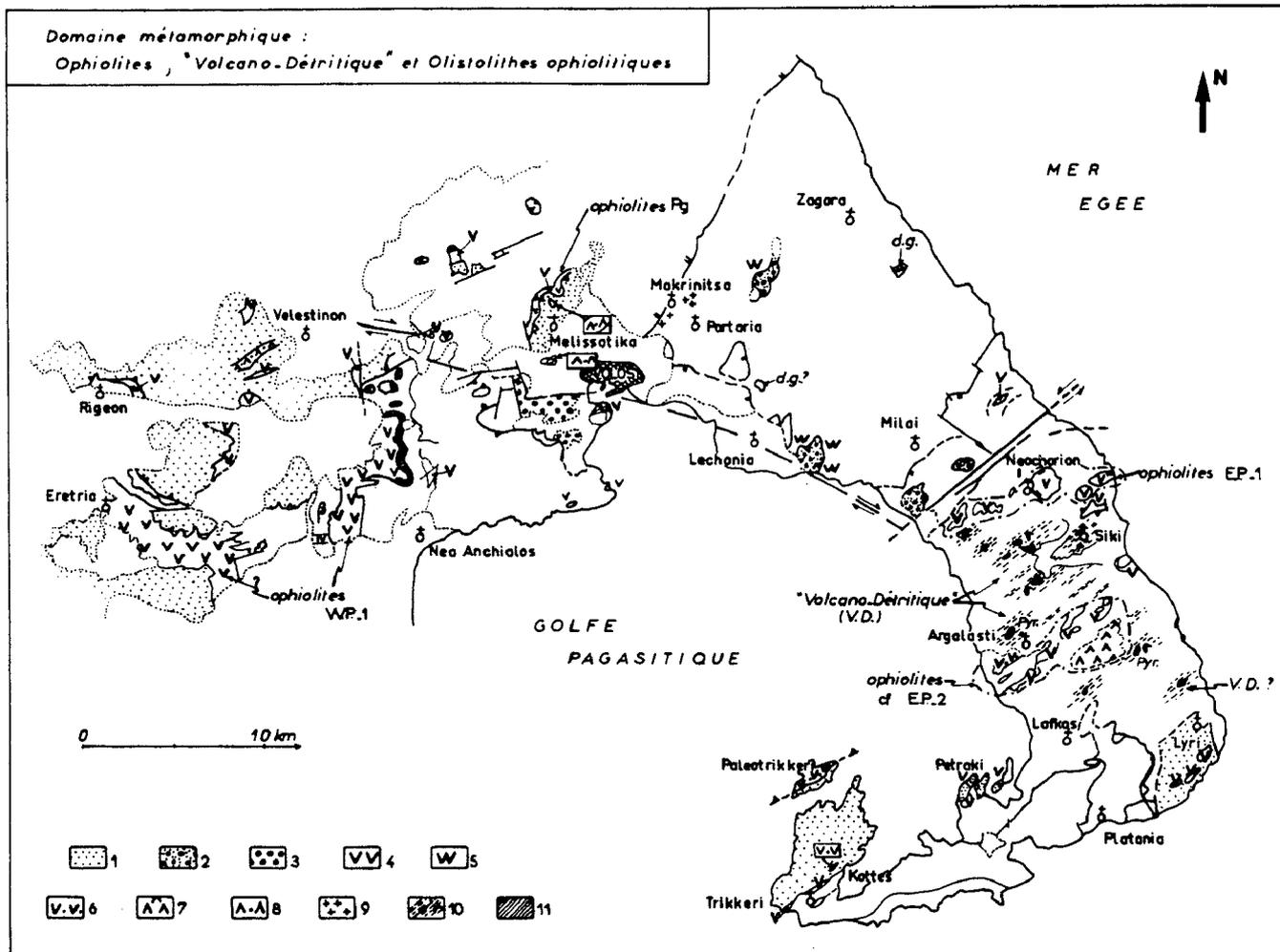


Fig. 230. - Carte de répartition des principaux affleurements de roches éruptives basiques et ultrabasiqes du domaine métamorphique : ophiolites, "Volcano-Détritique" du Malm (?) et corps résédimentés au cours du Crétacé-Paléocène.

- 1. Crétacé supérieur (daté ou non).
- 2. unité de Lechonia.
- 3. série de Dimini.
- 4. unités ophiolitiques majeures ou serpentinites à la base du Crétacé.
- 5. corps de serpentinites à la base de l'unité de Lechonia.
- 6. corps de serpentinites probablement résédimentés dans les formations d'âge Crétacé-Paléocène.
- 7. ensemble important de roches effusives et filoniennes (partie supérieure des ophiolites).
- 8. olistolithe majeur résédimenté dans le Crétacé supérieur (Melissatika, Chalkodonio...) présentant principalement des faciès effusifs et filoniens.
- 9. métabasites à pyroxènes reliques de la série des "schistes bleus" de Makrinitza.
- 10. schistes à blocs de roches éruptives basiques et ultrabasiqes de type "Volcano-Détritique" (Malm ?).
- 11. schistes et métacherts infra-ophiolitiques (Malm ?) des séries Ouest-pagasitiques à métatufs et/ ou métagraywakes et rares blocs de roches éruptives.

a. LES "SCHISTES DE MAKRINITSA".

Ils sont dépourvus d'affleurements de serpentinites, au moins dans le massif du Pelion. Les quelques corps serpentineux qui reposent sur ces schistes appartiennent à la base des "klippes de Lechonia". Cependant, des métavolcanites à pyroxènes existent dans cette série.

b. LES SERIES PELAGONIENNES METAMORPHIQUES.

Les schistes supérieurs recouvrant les marbres massifs pélagoniens étant souvent mal définis dans le massif du Pelion, il est souvent impossible de déterminer s'il existe des corps ultrabasiques emballés dans, ou reposant sur, ces schistes supérieurs pélagoniens.

Sur la route de Melissatika à Glafire, au Nord de Volos, un ensemble important de roches éruptives basiques et ultrabasiques repose, par l'intermédiaire de quelques mètres de schistes, sur les dolomies et marbres triasico-jurassiques pélagoniens ; mais ces schistes sont tectonisés, et un contact tectonique tertiaire a pu modifier quelque peu les rapports initiaux ayant existé entre ces deux ensembles.

Des roches éruptives basiques métamorphisées existent dans la "klippe" d'Anilion (fig. 205).

c. LES SERIES EST-PAGASITIQUES DU PELION MERIDIONAL.

Ces séries sont celles qui supportent ou contiennent les principaux ensembles "ophiolitiques" (fig. 231).

Les affleurements ophiolitiques majeurs sont alignés selon des directions transverses NE-SW, à valeur d'axes synclinaux :

- l'axe Afeta-Neochorion-Agios Dimitrios ;
- l'axe synclinal d'Argalasti, où les serpentinites sont recouvertes par des métaconglomérats attribués au Crétacé supérieur transgressif ;
- les affleurements méridionaux présents également sous les terrains supposés d'âge crétacé supérieur, selon l'axe Trikkeri-Kottes-Petraki, et dans le secteur de Lyri, à l'Est de Platania (Pelion sud-oriental).

Outre ces affleurements importants, existent des corps de roches éruptives basiques et ultrabasiques dispersés dans les schistes supérieurs des séries Est-pagasitiques, dans le triangle Argalasti-Neochorion-Siki notamment.

d. LES FORMATIONS D'AGE CRETACE SUPERIEUR-EOCENE.

Certains corps de roches éruptives basiques et ultrabasiques représentent indiscutablement des éléments détritiques remaniés dans le Crétacé supérieur (métaconglomérats à l'Ouest d'Argalasti, par exemple). Certains corps décamétriques, ou plus importants encore, pourraient également constituer des olistolithes résédimentés dans ces formations récentes, comme à l'Ouest d'Argalasti (coupe du manastère Paou, fig. 237), près de Lyri (coupe d'Agios Georgios, fig. 243), ou même au Nord de Volos (coupe de Melissatika, fig. 235).

Nous pouvons également signaler, dans ce paragraphe, les corps éruptifs (serpentinites, gabbros, etc...) de l'île de Paleotrikeri, interprétés comme des olistolithes dans le flysch sommital crétacé supérieur-paléocène ? (Ferrière, 1976 b), puis assimilés à des témoins d'une obduction tertiaire (Jacobshagen *et al.*, 1977) -ce qui me paraît très peu probable- mais qui peuvent être également considérés comme des corps ophiolitiques associés à un "Volcano-Détritique" anté-crétacé supérieur venant chevaucher, lors des phases tectoniques tertiaires, le flysch sommital de la série de Trikkeri.

e. LES KLIPPES DE LECHONIA.

A la base de ces klippes, entre Lechonia et Gatzea, d'une part, sur les sommets du Haut-Pelion d'autre part, existent quelques corps de serpentinites et de roches effusives peu ou pas métamorphisées, qui représentent des copeaux tectoniques à la base des klippes, probablement arrachés à des ensembles ophiolitiques anté-Crétacé supérieur.

2. DISTINCTION ENTRE "NAPPE OPHIOLITIQUE" ET "VOLCANO-DETRITIQUE".

Cette distinction peut, à la limite, ne pas avoir de sens (*cf.* chapitre consacré aux ophiolites d'Othrys), dans la mesure où une nappe ophiolitique majeure pourrait s'être mise en place vers la fin de son transfert tectonique dans un bassin marin. Cependant, dans la réalité, il est commode de séparer les "ensembles ophiolitiques" structurés des formations chaotiques à xénolithes variés, provenant en partie de ces "ensembles ophiolitiques" ("Volcano-Détritique"). Le

problème est ici compliqué par l'existence de phases tectono-métamorphiques majeures, postérieures aux phases paléohelléniques, qui ont pu provoquer une dissociation des "assemblages ophiolitiques" originels.

a. LES "ENSEMBLES OPHIOLITIQUES".

a1. Ophiolites surmontant des séries pélagoniennes.

Au Nord de Volos, dans le secteur de Melissatika notamment, existent de nombreux affleurements de roches éruptives basiques et ultrabasiques, tant dans les formations Crétacé supérieur où elles sont remaniées, qu'à la base de ces formations. Des serpentinites recouvrent les bancs carbonatés massifs de la série pélagonienne, par l'intermédiaire de quelques mètres de schistes souvent tectonisés, sur toute la bordure occidentale et septentrionale du synclinal de Melissatika. Les affleurements les plus intéressants sont ceux de la route Melissatika-Glafire, figurés sur la coupe de Melissatika (fig. 235). On y reconnaît, du Nord au Sud et de bas en haut :

- des serpentinites associées à des pyroxénites et peut-être des métagabbros ;
- des roches brunâtres, d'aspect massif, correspondant à des roches filoniennes ou effusives métamorphisées et très altérées ; la présence de métatufs dans cet ensemble est envisageable ;
- les calcschistes (quelques mètres) et métaconglomérats carbonatés, à éléments ophiolitiques, attribués au Crétacé supérieur, reposant directement sur ces roches brunâtres ; le contact entre ces deux ensembles montre des traces de tectonisation, mais celles-ci semblent être d'importance mineure.

Si l'on tient compte de la nature et de la succession des faciès, ainsi que de l'homogénéité des affleurements, il est logique d'admettre que les deux formations inférieures représentent un "ensemble ophiolitique".

Au Sud de Tsangarada-Xurichti, les schistes qui recouvrent les bancs carbonatés pélagoniens n'ont pu être attribués avec certitude aux séries pélagoniennes ou Est-pagasitiques. Par ailleurs ces schistes sont séparés des ensembles ultrabasiques les plus proches (Neochorion) par des accidents verticaux (décrochements ?) majeurs. Les seuls éléments présents quelques mètres au-dessus des marbres, sont des petits corps de serpentinites (Sud de Xurichti et Nord du mont Kefales).

Au niveau de la presqu'île de Trikkeri, des serpentinites parfois épaisses marquent la transition entre les séries conglomératiques supérieures du Crétacé supérieur (?) et les séries inférieures, essentiellement pélagoniennes, mais peut-être recouvertes localement des restes de séries Est-pagasitiques. Ces serpentinites témoignent de l'existence d'un ensemble ophiolitique à ce niveau.

a2. Ophiolites surmontant des séries Est-pagasitiques.

a2.1. Les affleurements de Neochorion.

Ce sont les affleurements "ophiolitiques" les plus importants, en surface, du massif du Pelion. Ils forment le sommet de la colline principale, située à l'Est de Neochorion, qui culmine à 698 m.

Je n'ai pas étudié en détail l'organisation interne de cet ensemble, dissocié en plusieurs groupes d'affleurements. En revanche, j'y ai observé des faciès diversifiés :

- des péridotites plus ou moins serpentinisées ;
- des pyroxénites ;
- des roches granues, constituées pour l'essentiel, de grande amphiboles d'un vert assez pâle ;
- des gabbros à minéraux altérés ou pseudomorphosés, passant à de véritables pegmatites gabbroïques ;
- des diabases à bordures de refroidissement.

Latéralement, vers l'Ouest, près d'Afeta, on retrouve les trois premiers faciès cités, sous forme de blocs importants emballés dans des schistes, notamment des pyroxénites à pyroxènes assez frais, frangés d'une auréole d'amphibole vert pâle, parfois peu développée.

Enfin, des faciès particuliers existent près de Neochorion, au sein des péridotites serpentinisées (fig. 231) : une poche plurimétrique, creusée dans les serpentinites, est occupée par des roches massives, de couleur rouge sombre, très denses (2b), qui surmontent des niveaux plus schisteux, jaunâtres, très denses également (2a), recouvrant eux-mêmes les serpentinites schistosées :

- les analyses sur roche totale (tabl. III 30) montrent que ces roches sont très riches en Al_2O_3 et Fe_2O_3 ;

- du point de vue minéralogique, les niveaux (2a) se révèlent constitués de très petits grenats (très abondants), d'amphibole bleu-vert, et très probablement de stilpnomélane.

Les caractères particuliers de l'affleurement et la nature chimique des roches indiquent qu'il s'agit probablement d'une poche d'altération formée postérieurement à la mise en place tectonique des ophiolites, telles que celles qui sont connues en Eubée ou en Locride (Guernet, 1971). La minéralogie serait de ce fait caractéristique des phases tertiaires (ou à la rigueur des phases paléohelléniques tardives) puisque ces roches sédimentaires se seraient formées entre le Jurassique terminal et, probablement, la base du Crétacé supérieur.

a2.2. Autres affleurements "ophiolitiques".

J'ai signalé, dans le paragraphe précédent (B, 1), la présence de masses de serpentinites importantes sous les métaconglomérats attribués au Crétacé supérieur, dans le cœur du synclinal d'Argalasti, au Nord de Trikkeri et du mont Dsurani, et peut-être au Sud-Est de la presqu'île de Magnésie, à l'Est de Platania (fig. 230). La position de ces ensembles et la constance du type de rapports existant entre métaconglomérats et serpentinites conduisent à penser qu'il s'agit des restes d'"assemblages ophiolitiques" importants.

Au Sud-Est d'Argalasti, affleurent des masses importantes, d'ordre hectométrique sinon kilométrique (selon leur plus grande longueur), de roches verdâtres massives, parfois brunâtres du fait de l'altération, qui correspondent à d'anciennes roches filoniennes et effusives. Des pyroxènes y sont en effet bien reconnaissables en lame mince, dans un fond d'albite, de chlorite et d'épidote.

La taille de ces ensembles fait qu'ils peuvent être aussi bien considérés comme d'énormes olistolithes du "Volcano-Détritique" (cf. paragraphe suivant), que comme la partie filonienne et effusive d'un "assemblage ophiolitique" cohérent. Le fait que les péridotites serpentinisées d'Argalasti-Biri recouvrent structurellement ces metabasites n'est pas un argument en défaveur de cette hypothèse, puisqu'un tel dispositif caractérise l'"assemblage ophiolitique" d'Othrys occidentale (Celet *et al.*, 1980).

b. LE "VOLCANO-DETRITIQUE" METAMORPHIQUE.

Ce terme a été défini dans la deuxième partie de ce mémoire. Il désigne les formations chaotiques situées à la partie supérieure des séries triasico-jurassiques anté-ophiolitiques des zones internes.

Dans le massif du Pelion, de possibles équivalents métamorphiques de ce "Volcano-Détritique" affleurent dans le synclinal d'Argalasti, mais étant donné l'état de tectonisation de ces formations, il est difficile d'apporter des preuves définitives de cette existence. Une dissociation tectonique poussée des "ensembles ophiolitiques homogènes", lors de phases postérieures à la structuration des paléohellénides, aurait pu conduire à la formation d'ensembles chaotiques mimant éventuellement le "Volcano-Détritique". Cependant, les formations décrites ci-dessous occupent des positions bien définies - à la partie supérieure des séries Est-pagasitiques- et présentent, comme matrice supposée, des schistes jaunâtres relativement homogènes à l'échelle du synclinal d'Argalasti ; ces observations plaident en faveur de l'existence d'une formation lithologique particulière chaotique ("olistostrome"), ultérieurement métamorphisée, et non d'un mélange "tectonique", au sens de Greenly (1919) et Hsü (1974).

b1. Les affleurements au Nord d'Argalasti (fig. 230).

La route Afeta-Argalasti et celle de Siki recoupent des formations de schistes jaunâtres dans lesquels apparaissent, dispersés, des corps décamétriques de serpentinites, et parfois de métagabbros ou de pyroxénites.

Les schistes : les plus communs sont constitués de quartz et de mica blanc (d'aspect sale au microscope) et sont lardés de lentilles de quartz laiteux. Ils semblent former la matrice de

cet ensemble "Volcano-Détritique". De nombreuses autres variantes de schistes existent naturellement, notamment à proximité de certains corps éruptifs, où les schistes sont plus riches en amphibole ou en serpentine.

Les blocs : par ordre d'importance quantitative décroissant, on peut citer :

- des serpentinites (ubiquistes) : elles sont présentes aussi bien près d' Afeta et de Siki, que d'Argalasti ;

- des métagabbros et pyroxénites : j'en ai observé à la sortie Nord d'Argalasti (premier virage important). Les pyroxènes sont parfois bien conservés. Les corps de pyroxénites observés au Nord-Est d' Afeta, dans l'axe NE-SW passant par les "ophiolites" de Neochorion, correspondent peut-être à une dissociation de ces dernières sous l'effet des tectoniques ultérieures, dans la mesure où ils sont proches de grands accidents verticaux, probablement décrochants ;

- autres blocs : ils sont rares ou absents ; par exemple, les divers affleurements carbonatés rencontrés, même de petite taille, n'apparaissent pas comme des blocs isolés mais restent liés à des ensembles cohérents. Il est vrai que les affleurements de serpentinite tranchent particulièrement bien sur les schistes jaunâtres, ce qui n'est pas toujours le cas pour les autres types de roches éventuellement en blocs dans ces schistes.

Les contacts entre les blocs et les schistes sont toujours plus ou moins tectonisés, et ce n'est que par comparaison avec les formations sédimentaires d'Othrys notamment que l'on peut envisager qu'il s'agisse d'olistolithes appartenant au "Volcano-Détritique", dans la mesure où la taille et la nature des blocs présentent certaines analogies dans les deux secteurs considérés.

b2. Les affleurements au Sud d'Argalasti (fig. 230).

Ces affleurements sont peut-être moins significatifs que les précédents, du fait de la présence d'un couvert végétal important, difficile à pénétrer -notamment dans les vallées- d'une part, et de la taille parfois importante des "corps" de roches éruptives d'autre part. Cependant, on peut y distinguer :

- des roches grenues, semblables à celles signalées au Nord d'Argalasti, et notamment des péridotites serpentinisées qui, en dehors des grands ensembles "ophiolitiques" situés directement sous les métaconglomérats du Crétacé supérieur (?), apparaissent également sous forme de petits "corps" décagrammiques au Sud de la route Argalasti-Paltsi et au Nord du village de Lafkos, par exemple ;

- les metabasites de la route de Paltsi (*cf. supra*) pourraient à la rigueur représenter d'énormes olistolithes au sein de l'ensemble "Volcano-Détritique" ; mais ils peuvent aussi constituer une unité majeure de l'"ensemble ophiolitique" du Pelion méridional ;

- autres blocs : les schistes à pyroxènes "éclatés" et microplissés, signalés dans la coupe de la crête située au Nord de Lafkos (9, fig. 219), pourraient constituer des blocs particuliers, d'origine éruptive naturellement, resédimentés dans les niveaux environnants ; il pourrait s'agir également d'une pyroxénite provenant des unités ophiolitiques majeures, mais intensément tectonisée lors des phases les plus récentes.

3. CONCLUSIONS.

Des observations précédentes, il ressort qu'il existe très probablement des témoins des nappes ophiolitiques majeures (Melissatika Nord, Neochorion, Argalasti) dans le massif métamorphique du Pelion, ainsi que des formations chaotiques (secteur de Siki-Argalasti) correspondant très probablement au "Volcano-Détritique" d'Othrys.

De la répartition de ces affleurements au sein des différentes unités, on peut retenir les faits suivants :

- les "schistes de Makrinitza" sont dépourvus de corps ultrabasiques, ce qui pose des problèmes quant à leurs affinités éventuelles avec d'autres séries, telle que celle de Styra en Eubée, par exemple ;

- les masses ophiolitiques les plus importantes sont situées sur les séries Est-pagassitiques (*cf. maliaques*), comme en Othrys, ce qui semble impliquer une mise en place "monophasée" de ces différentes nappes (unités ophiolitiques d'Othrys et du Pelion, unités maliaques et pagassitiques).

V. LES SERIES METAMORPHIQUES DU PELION RAPPORTEES AU CRETACE TRANSGRESSIF DES ZONES INTERNES

A. GENERALITES.

Ces formations métamorphiques particulières sont caractérisées par la présence de conglomérats à éléments de roches éruptives basiques ou ultrabasiques et/ou de conglomérats à éléments carbonatés. Elles affleurent principalement dans les deux structures "synclinales" majeures du Pelion, à savoir le synclinal de Melissatika au Nord de Volos d'une part, et celui d'Argalasti-Paleotrikkeri dans le Pelion méridional d'autre part (fig. 231).

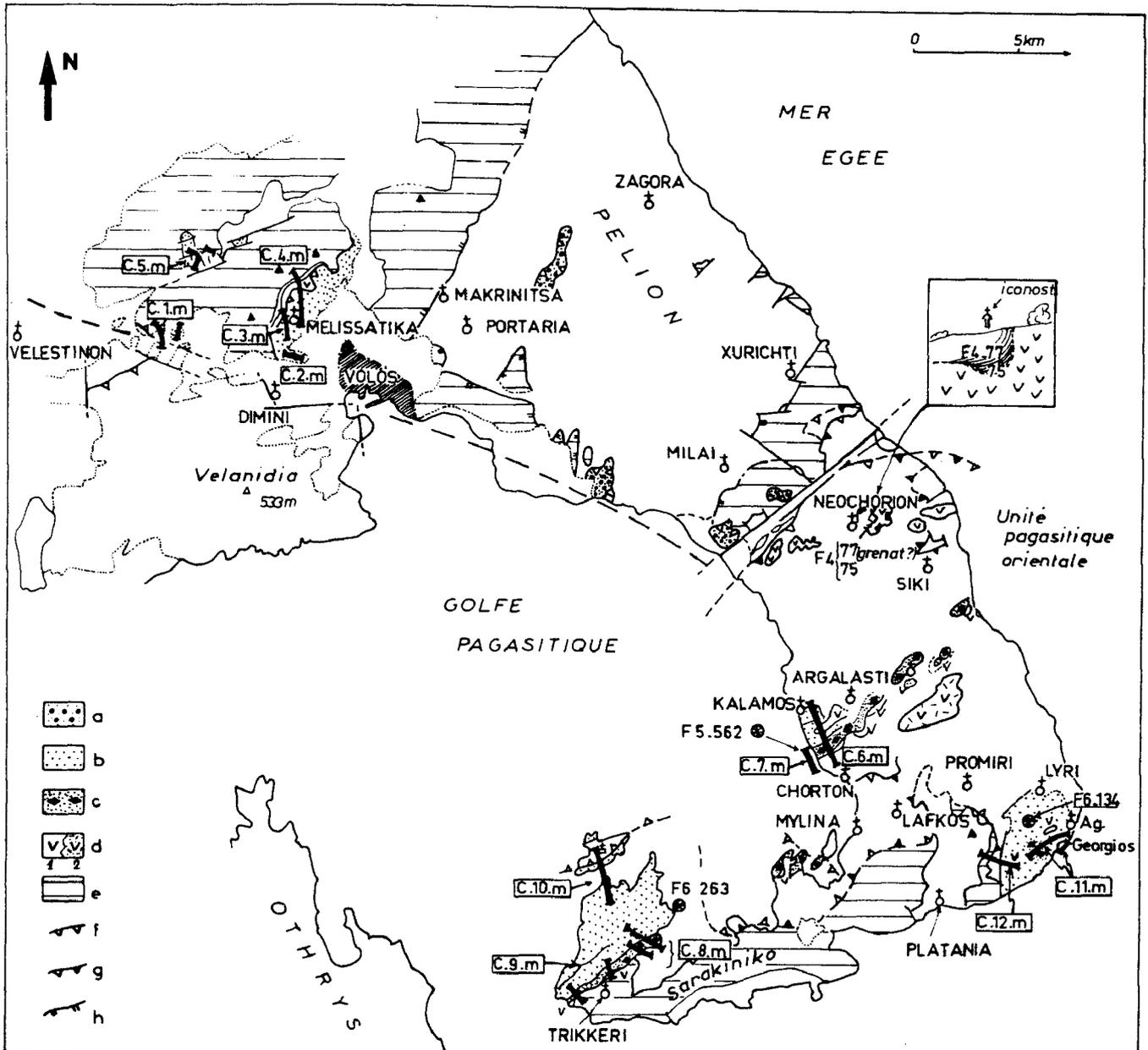


Fig. 231. - Carte de localisation des coupes relatives aux séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. C 1 m. à C 12 m. Coupes ou groupements de coupes décrits dans le texte (C. Crétacé ; m. métamorphique).

a. unités non métamorphiques de Lechonia (Crétacé surtout). - b. formations métamorphiques rapportées au Crétacé-Paléocène transgressif et discordant des zones internes. - c. conglomérats à éléments carbonatés issus probablement de formations triasico-jurassiques pélagoniennes. d. ophiolites. - d₁. faciès non différenciés ou serpentinites. - d₂. faciès effusifs ou filoniens. - e. marbres d'affinités pélagoniennes (Trias-Jur. ?). - f à h. Contacts anormaux. - f. tertiaires. - g. anté-cretacés repris au Tertiaire. - h. supposés.

Historique succinct : en dehors des affirmations d'ordre général d'auteurs anciens tels que Neumayr (1880) et Teller (1880), qui envisageaient que l'ensemble des terrains métamorphiques de Grèce soit d'âge crétacé, aucun auteur ne semble avoir retenu une telle hypothèse pour l'une quelconque des formations métamorphiques du massif du Pelion. Des indications en faveur de cette interprétation ont d'abord été obtenues dans le secteur de Melissatika, au Nord de Volos (Ferrière, 1976 a), puis peu après dans le Pelion méridional, près d'Argalasti et de Trikkeri (Ferrière, 1976 b, c, 1979). Si certains auteurs ont proposé des interprétations incompatibles avec ces propositions (Frost, 1976) (+), d'autres les ont reprises, tel Wallbrecher (1976, 1979), pour le secteur d'Argalasti.

Plan adopté : les terrains, souvent conglomératiques, rapportés au Crétacé transgressif des zones internes constituant l'un des repères essentiels pour l'interprétation du massif du Pelion une étude détaillée en sera proposée. J'adopterai ici un plan géographique en distinguant successivement les formations septentrionales, du "synclinal" de Melissatika et de la dépression Volos-Velestinon, puis les formations méridionales du "synclinal" d'Argalasti-Trikkeri et du secteur de Lyri (fig. 231).

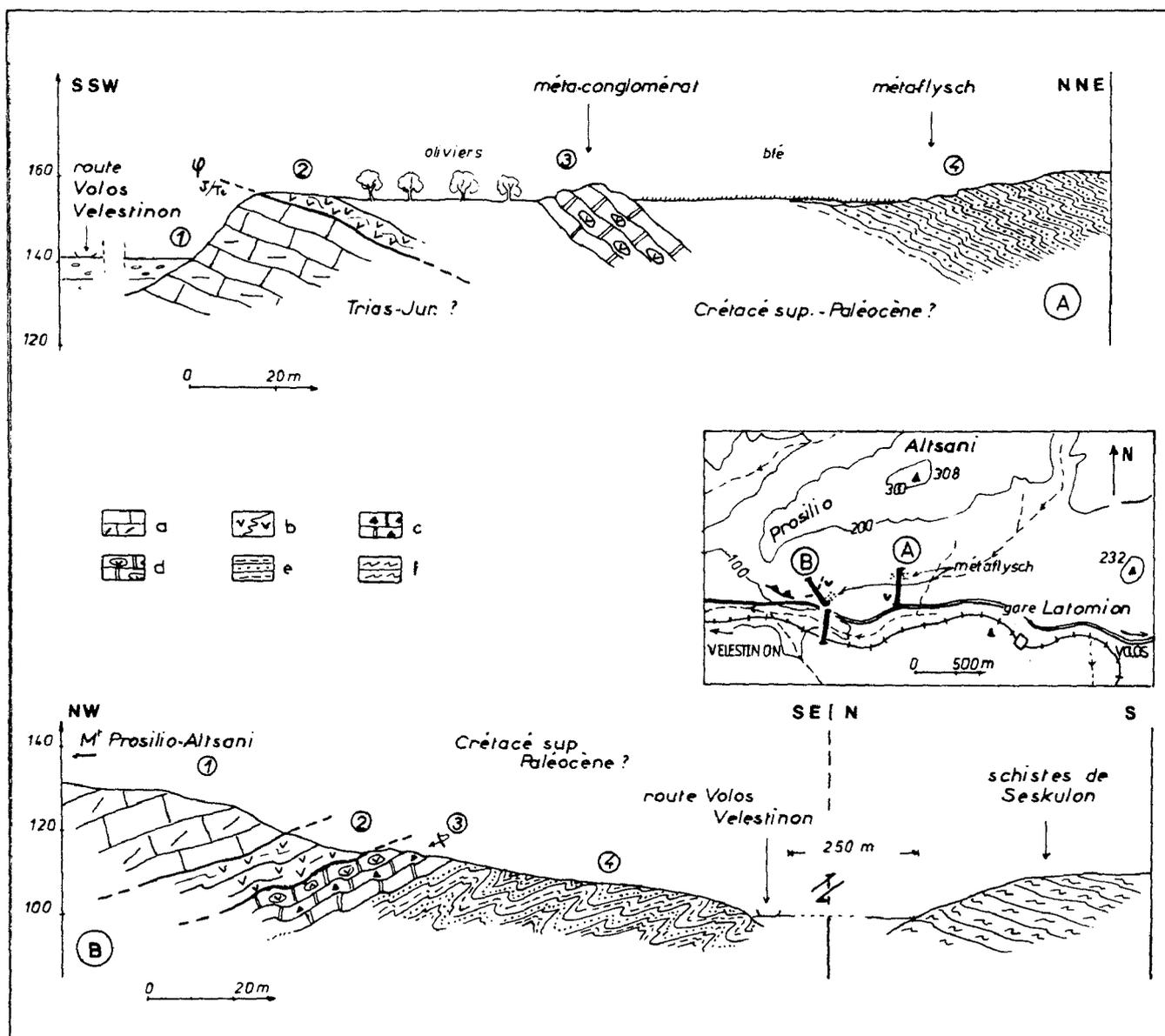


Fig. 232. - Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupes à l'Ouest de la gare de Latomion. C 1 m, fig. 231.

a. marbres et dolomies massifs (Tr. J.). - b. serpentinites (ophiolites). - c. marbres verts fins ou microbréchiques (éléments ophiolitiques). - d. id^e, à galets ou blocs de serpentinites. - e. métaflysch. - f. schistes oeillés.
Numéros : voir texte.

(+) Les interprétations de Frost ont été rapportées oralement par Dixon, au VI^e Colloque sur la géologie des Régions égéennes (Athènes, 1977), mais n'ont pas fait l'objet de publications écrites, en dehors d'un Ph. D non publié (Frost, 1976).

B. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES D'AGE CRETACE (SUPPOSE) DU SECTEUR SEPTENTRIONAL : CONGLOMERATS OPHIOLITQUES ET FLYSCH.

Elles affleurent principalement dans les collines aux formes amollies qui limitent la plaine de Volos au Nord, et plus particulièrement autour du village de Melissatika, ainsi que dans la dépression morphologique Glafire-Velestinon, et surtout celle de Volos-Velestinon, parcourue par un accident tectonique majeur.

1. LES AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE VOLOS-VELESTINON : LES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES OBSERVEES.

Des coupes, peut-être incomplètes mais permettant d'observer les formations lithologiques les plus caractéristiques, peuvent être levées à proximité de la route Volos-Velestinon.

a. COUPES A L'OUEST DE LA GARE DE LATOMION : CONGLOMERATS ET METAFLYSCH.

Une coupe, levée 1,5 km à l'Ouest de la gare de Latomion, permet d'observer successivement, à une cinquantaine de mètres de la route, du Sud au Nord et de bas en haut (fig. 232 A) :

- (1) des marbres gris, massifs, à passées dolomitiques, représentant une partie de la masse carbonatée triasico-jurassique pélagonienne ;
- (2) des serpentinites "collées" contre les marbres ;
- (3) après quelques dizaines de mètres occupés par des oliviers, des niveaux de marbres verdâtres à éléments sombres, en bancs massifs, qui, au microscope, se révèlent être des éléments de roches éruptives et notamment des roches ultrabasiques serpentinisées. Il s'agit très nettement d'un conglomérat à matrice carbonatée ;
- (4) des schistes jaunâtres, du type métapélites ou quartzites, à quartz et mica blanc surtout, formant un ensemble assimilable à un flysch.

Quelques centaines de mètres plus à l'Ouest (fig. 232 B), les mêmes formations lithologiques affleurent, en série inverse, mais en apparente continuité ; les marbres conglomératiques et le "flysch" notamment, ne semblent pas être séparés par un contact tectonique majeur.

b. COUPE A LA SORTIE OCCIDENTALE DE VOLOS : PRESENCE DE LAVES.

Au niveau de la zone industrielle de Volos, l'ancienne route Volos-Velestinon a été remplacée par une route à quatre voies qui recoupe l'extrémité méridionale des collines de Melissatika. L'un des nouveaux affleurements dégagés (en 1980) montre, d'Est en Ouest (fig. 233) :

- (1) un métaflysch constitué de métapélites et de quartzites micacées ;
- (2) une barre épaisse de 15 à 20 m de roche dure, verdâtre, formée pour l'essentiel (80 % environ) d'épidote (pistachite), de quartz limité à des veinules, et de mica blanc en petits cristaux, développés aux dépens de minéraux anciens qui sont probablement des porphyroblastes de feldspath ;
- (3) des calcschistes violacés, à calcite abondante, quartz rare, mica blanc et opaques. Des plages peu cristallisées montrent des formes remplies de calcite cristalline (200 à 300 μ de long) qui sont très probablement des fantômes de *Globostruncana* (dét. personnelle) ;
- (4) une nouvelle barre, de quelques mètres d'épaisseur, de roches verdâtres à épidote, de faciès proche de ceux du niveau (2). Un échantillon, prélevé dans cette barre, montre de grandes plages soit d'épidote (pistachite), soit de chlorite verte associée ou non à de l'épidote, du sphène et du mica blanc, soit encore de quartz et de plagioclase peu altéré ;
- (5) à nouveau des schistes rappelant ceux du niveau (3).

Au sein de cette série qui est peut-être renversée, on reconnaît donc le (méta)flysch (1), des calcschistes probablement à *Globostruncana* (3), mais aussi deux barres de roches riches en pistachite (2 et 4). Dans un lacet de l'ancienne route, à proximité des affleurements ici décrits, on peut également noter la présence de tels faciès verdâtres au contact du métaflysch,

mais ici, les anciens feldspaths sont bien reconnaissables. En outre, ils sont associés à des faciès violacés présentant de grands plagioclases peu altérés, au sein d'un fond de microlithes. L'aspect de ces roches à l'affleurement, ainsi que leur minéralogie, conduisent à admettre qu'il s'agit d'anciennes roches éruptives basiques, et notamment des laves microlithiques porphyriques (pillow-lavas ?).

Cet amalgame de roches calcaro-pélitiques ou détritiques (calcschistes, métaflysch) et de roches éruptives, rappellé assez nettement les affleurements datés du Crétacé supérieur de Vestinon. La présence de marbres verts conglomératiques, à éléments de "roches vertes", est également une caractéristique commune à ces deux secteurs d'affleurements.

L'allure "en barres" des niveaux (2) et (4) pourrait conduire à penser qu'il s'agit là de manifestations volcaniques d'âge crétacé supérieur ; cependant, le contexte général (conglomérats fréquents à éléments éruptifs) plaide en faveur de l'assimilation de ces corps éruptifs à des olistolithes.

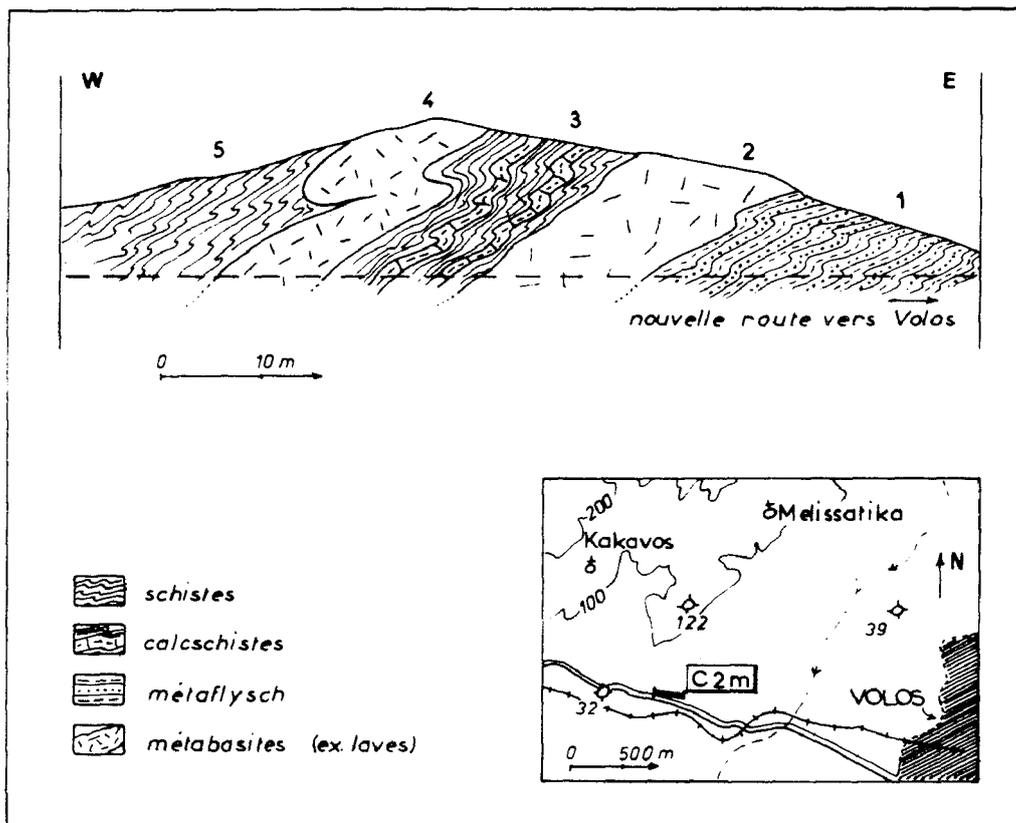


Fig. 233. - Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe à la sortie occidentale de Volos. C 2 m, fig. 231.

Légende dans le texte.

2. ANALYSE DE COUPES COMPLETES DANS LE SECTEUR DE MELISSATIKA.

a. COUPE NORD-SUD PASSANT PAR LA CHAPELLE (220 m) A L'EST DE KAKAVOS (fig. 234).

Cette coupe est accessible par la piste qui, de Meissatika, rejoint vers l'Ouest le village abandonné de Kakavos. Elle est levée dans la vallée de direction Nord-Sud qui borde ce village à l'Est et entaille les marbres massifs pélagoniens isolant un petit sommet (220 m d'altitude) sur lequel est installée la chapelle, point de départ de la coupe. Du Nord au Sud et de bas en haut, on relève (fig. 234 et tabl. III 25) :

Les formations métamorphiques (1 et 2) du soubassement anté-crétacé (?) (jurassique probable).

- (1) les marbres massifs à passées dolomitiques (Trias-Jurassique ?), caractéristiques de la zone pélagonienne, se terminant localement par des bancs micacés ;

- (2) une dizaine de mètres d'affleurements complexes de schistes, associés à des copeaux métriques serpentineux. Il s'agit de schistes à paragenèse banale : quartz, mica blanc, chlorite, opaques et tourmaline, repris dans une phase de microplissement postérieure à cette foliation ;
- (3) des marbres gris ou noirs, microplissés, pouvant contenir des débris serpentineux.

Les ophiolites (?).

Elles seraient ici représentées par un niveau décamétrique de serpentinites, très schistosé, associé à des schistes verdâtres (4). Un échantillon, prélevé dans ces schistes, montre une paragenèse intéressante à quartz, calcite, feldspath (albite ?), chlorite, sphène et surtout une amphibole de couleur verte à vert-bleuté et un phyllosilicate brunâtre correspondant à du stilpnomélane (cf. analyses à la microsonde ; éch. F4 321).

Les formations métamorphiques rapportées au Crétacé supérieur (5 à 8).

- (5) une formation essentiellement carbonatée, à rares passées schisteuses, caractérisée par la présence de marbres massifs, verts, à éléments centimétriques remaniés, de roches éruptives basiques et ultrabasiques (5a). Il s'agit de métaconglomérats à matrice calcitique et éléments divers dont : des galets de pyroxénites à pyroxènes déformés et transformés en partie en amphibole de type actinote, des éléments à bords diffus constitués d'amphibole incolore et des taches à bords diffus de nature serpentineuse. Les éléments détritiques appartiennent sans aucun doute à un ensemble de type ophiolitique. Les schistes présentent des paragenèses assez banales : calcite, quartz et chlorite notamment. Ces schistes sont toutefois intéressants du point de vue de la reconstitution des événements métamorphiques ayant affecté les zones internes, car ils sont intercalés dans des formations supposées du Crétacé supérieur et, par conséquent, caractéristiques des événements tertiaires. En effet, des paragenèses plus significatives existent dans les schistes du soubassement (anté-crétacé), mais dans ce cas il est difficile, sinon impossible, de déterminer ce qui est dû aux phases tertiaires ou aux phases paléohelléniques. L'étude des paragenèses de nombreuses formations du Crétacé supérieur se heurte cependant à certaines difficultés ; ainsi, les conglomérats à éléments éruptifs montrent des amphiboles, parfois isolées, dont on ne peut affirmer qu'elles font partie des paragenèses tertiaires ou qu'elles correspondent à des éléments détritiques, dans la mesure où les microgalets présentent des bords diffus aux limites desquelles on voit "s'échapper" ces petites amphiboles ;
- (6) une formation, apparemment épaisse d'une vingtaine de mètres (ou plus ?), de roches verdâtres dures, à schistosité nette mais à débit en blocs, présentant des taches blanchâtres aux formes géométriques qui correspondent probablement à d'anciens cristaux. Ces roches font penser à des métatufs ou des métavolcanites à cristaux (feldspaths ?) porphyriques. Au microscope, on note : quartz épidote (pistachite abondante), plagioclase (albite), chlorite verte parfois oxydée, amphibole incolore (rare) et calcite (rare) ;
- (7) et (8), au Sud du puits et du figuier, au niveau de la piste principale, plusieurs dizaines de mètres de métaflysch (7) à métapélites jaunâtres, quartzites à quartz et mica blanc, et passées de marbres noirs en bancs décimétriques à mica blanc et opaques. Aucun fossile n'y a été observé. Contre ce flysch, affleure plus au Sud une masse de roches (8) gris-vert, à fantômes de cristaux centimétriques dans un fond à grain fin. Il s'agit encore de métatufs ou de métavolcanites proches des faciès de l'ensemble (6). L'échantillon analysé montre une paragenèse à quartz, épidote (pistachite), chlorite et amphibole incolore (actinote ?) abondante ; les anciens minéraux (plagioclases ?) sont essentiellement transformés en épidote, avec développement de quartz, chlorite et amphibole.

En résumé, sur un soubassement de type pélagonien (marbres massifs (1), schistes et marbres (2 et 3) et copeaux ophiolitiques (4)), affleure une série caractérisée par des métaconglomérats à éléments "ophiolitiques" (5), des métatufs ou métavolcanites (6 et 8) et un métaflysch (7). Par comparaison avec les faciès observés près de Veletinon (cf. 2e partie, chapitre Crétacé supérieur), on peut considérer que les niveaux (5) à (8) correspondent à une série d'âge crétacé (supérieur ?). Une remarque doit être faite toutefois en ce qui concerne les métatufs-métavolcanites (6 et 8) : ces roches représentent en effet très probablement des olistolithes au sein de

la "couverture" détritique du Crétacé supérieur, comme cela semble être le cas près de Velestion (+). Dans ce cas, il faut encore distinguer dans ces roches les paragenèses qui pourraient être héritées d'événements anciens et notamment des phases paléohelléniques, de celles qui relèvent de transformations tertiaires.

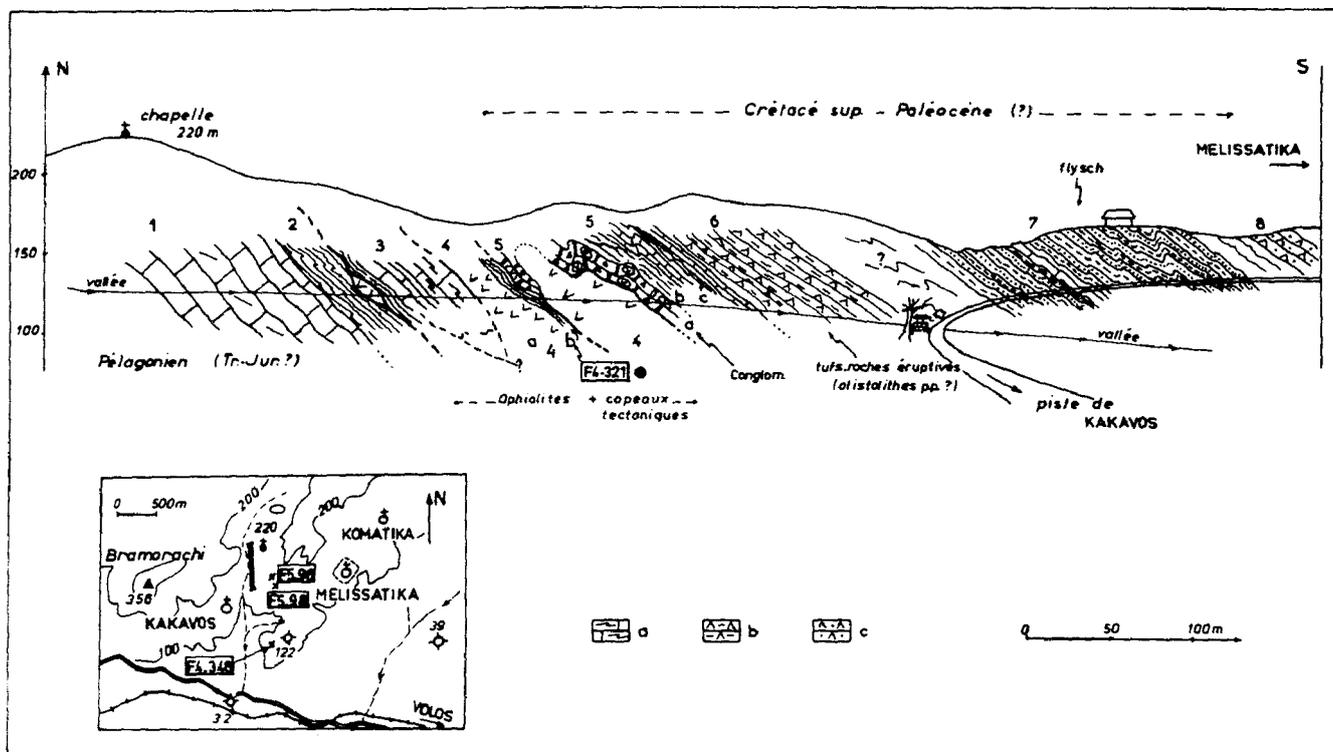


Fig. 234. - Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe de Kakavos. C 3 m, fig. 231.

a. marbres microplissés (Crétacé ??). - b. métatufs et/ou métabasites (présence d'olistolithes ?). - c. métabasites au contact du méta-flysch.
 Numéros : voir texte. Autres figurés : voir fig. 185 B

Coupe C 3 m		Min ^x Ech.	Q	Cc	Ab	M bl	Stilpna	Chl	Amph ante	Amph v.p.-inc	Amph bl., bl.v.	Pyr ante	Ep	Gr	Ox Op	divers	ROCHES
Jur. ³	1	F4.316	+	++	+			+									cipolin
Jur. ²	2	" 317	++			++		+									Tourm. micasch.
Jur. ou Crs. ¹	3	" 319		++													marbre
		" 320	+	++	(+)												Phyl. br. marbre
Jur. ²	4	b " 321	+	++	+		+	+	J. ² Hb.	1 v.p.	2		+				sphère amphibolite
Crétacé sup probable	5	" 322		++													serpent (0) métacongl. ^E
		" 323		++				(+)	inc (0)	+ 1							serpent (0) "
		F5.101		++									+	(+)?	+		serpent (0) "
		b " 102	+	+++	+	+		+	inc v.p.	0	→ +1						"
		c " 103	++		(+)	++		+									sphère micasch.
		6	F4.324	+	+	+ 1-2 (inf 0)		+		+			++				métabasite?
	7	" 325	++			++ (III) I											schiste
		" 326	+	++		++									+		marbre micacé
	8	" 327	+		F4.327 (0)		+		+			++					métabasite?

Tabl. III 25. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Coupe de Kakavos (fig. 234).

(+) Des phénomènes effusifs sont toutefois connus au Crétacé dans les Hellénides : dans le Vardar notamment (Mercier, 1968), ou dans des zones plus externes (unité d'Arvi en Crète ; cf. Bonneau, 1977).

b. COUPE AU NORD DE MELISSATIKA.

Les affleurements reportés sur cette coupe, d'accès aisé, peuvent être observés en bordure de la route asphaltée Glafire-Melissatika pour la partie septentrionale de la coupe, et le long de la piste qui, du centre de Melissatika, rejoint vers le Nord cette route asphaltée au niveau d'un petit bassin artificiel servant à récupérer les eaux de pluie, pour sa partie méridionale.

Selon cet itinéraire, on recoupe les deux flancs d'un grand synclinal couché, à plan axial incliné vers le Sud, au moins au niveau de la transversale choisie. Du Nord au Sud, on rencontre successivement (fig. 235 et tabl. III 26) :

Les formations métamorphiques de type pélagonien (1 et 2).

- (1) des marbres et dolomies en bancs massifs ;
- (2) des schistes verts ou violets, parfois serpentiniteux, présentant des traces d'écrasement qui indiquent la présence de contacts tectoniques, même s'il s'agit, comme on peut le penser, de contacts mineurs.

Les ophiolites (3) qui sont ici bien développées.

- (3a) une masse de roches éruptives grenues, basiques et ultrabasiqes, plus ou moins serpentinisées (péridotites, pyroxénites...) ;
- (3b) des diabases ou laves brunâtres en surface, brun-vert en cassure, assez altérées et transformées.

Les formations métamorphiques rapportées au Crétacé (supérieur ?) appartenant au flanc septentrional normal du synclinal couché (4 à 8), puis plus au Sud, au flanc inverse (8 et 9, 10 ?).

- (4) des calcschistes jaunes surmontés d'une barre de marbres verts (méta)conglomératiques à galets "ophiolitiques", notamment de gabbro (taille des galets : 1 à 10 cm). Ces niveaux sont bien visibles sur le bord oriental de la route, mais le sont moins sur l'autre bord où, en revanche, les niveaux sus-jacents sont bien dégagés (cf. *infra*) ;
- (5) une formation schisteuse polychrome, épaisse de 15 à 20 m, caractérisée par la présence de lits pluricentimétriques alternativement verts et violets. A l'oeil nu, on y devine des métajaspes (?) et des restes de roches grenues (gabbros) étirées selon la schistosité principale. Près de Komatika, quelques centaines de mètres plus à l'Est, j'ai découvert dans cette même formation, de véritables galets arrondis de gabbros.
Les principales paragenèses observées en lames minces sont les suivantes (tabl. III 26) :

- niveaux verts : pistachite (abondante), plagioclase (mâclé ou non, de type albite), chlorite, mica blanc (rare) et opaques (rares) ;

- niveaux violets : quartz, feldspath (albite), épidote (rare), opaques plus abondants que dans les niveaux verts ;

- niveaux à éléments de roches éruptives : dans un fond constitué de grains très petits de quartz, feldspath et épidote, flottent des amphiboles isolées ou regroupées en amas (anciens éléments de roches), ainsi que quelques plagioclases de grande taille. Les amphiboles sont de taille variée, en général vert-pâle à incolore, mais le coeur des plus grandes peut être brunâtre.

Près de Komatika, plus à l'Est, cette même formation (5) a livré des niveaux semblables qui sont riches en amphibole bleue ou bleu-vert : c'est le cas de certains niveaux à épidote qui présentent de véritables lits d'amphibole bleu-vert ; les amphiboles des éléments détritiques contenus dans ces roches montrent également des variations de teinte : vert ou brun au centre, bleu-vert à la périphérie ;

- (6) un mauvais affleurement de roches schisteuses, au sein desquelles on reconnaît des roches verdâtres à taches plus claires (6a) semblables à celles de la coupe de la chapelle, près de Kakavos (niveau 6, fig. 234), que l'on peut assimiler à des métatufs ou des métavolcanites, et des roches grenues gabbroïques, très écrasées et altérées (6b) ;

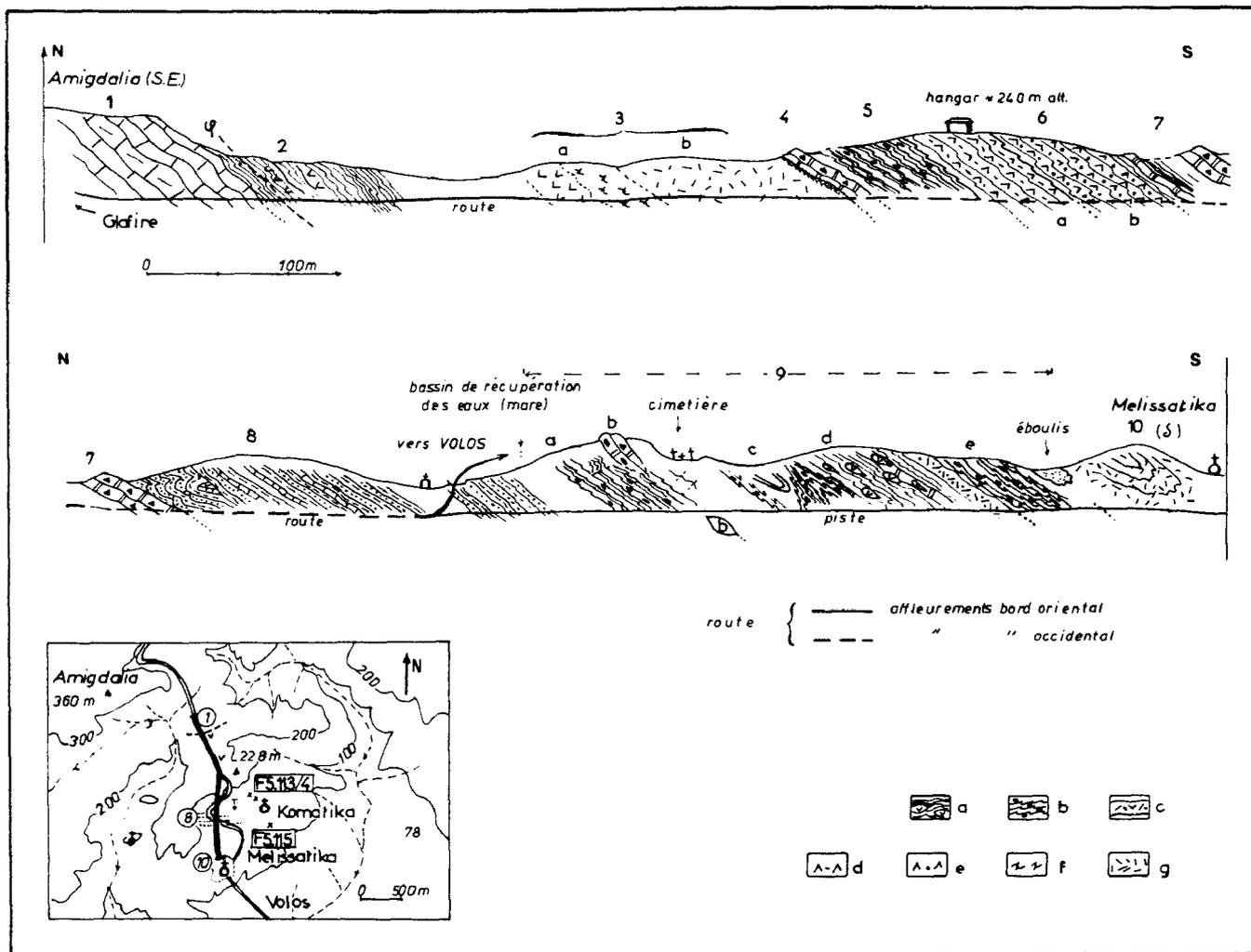


Fig. 235. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe de Melissatika. C 4 m, fig. 231.

a. conglomérats schisteux à éléments serpentineux. - b. schistes verts ou violets riches en opaques. - c. niveau repère massif teinte verte, d'origine détritique (?). - d. métatufs et/ ou metabasites. - e. méta-gabbros schistosés (olistolithe ?). - f et g. Ophiolites. - f. roches grenues. - g. ex-laves et filonien (?).
 Numéros : voir texte.

coupe C.4.m		Min ² Ech.	Q	Cc	Ab	M bl	Bi	Ch	Amph ante	Amph v. p. inc.	Amph bl/ bl.v.	Pyr	Ep	Gr	Ox Op	divers	ROCHES
Crétacé sup. ↑	5	FB. 230	+	+	+	(2) (1)				+	→ + 1		+			sphère	métaconglom. ² ?
		" . 231	+		++	+		++					++		+		épidote (?)
	8	F5. 108	+	++		+	(1) (0)	+							+	Phyl. br.	calcschiste
		" . 109	+	++		+		++						+			
		" . 110	+	++		+		+							+		marbre micacé
10	" . 107						+	+	→ + 1	← + 0	+	+			sph. leucax Phyl. br.	métabasite	
coupe KOMATIKA																	
Crétacé sup. ?	cf 5	F5. 113	+	++	+			+	+	→ + 1	← + 1		+			sph. leucax	métaconglom. ²
		" . 114	+	+				+			→ + 1		+		+		schiste violet
		" . 115	+	+	+			+			→ ++						*sch. vert et violet
	cf 8	" . 116	++		+	++										Phyl. br.	métagrès. micacé

Tabl. III 26. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Coupe de Melissatika (fig. 235) et affleurements de Komatika, à l'Est de Melissatika.

- (7) à nouveau une barre de marbres verts, peut-être finement bréchiques ;
- (8) une formation de métapélites et quartzites à rares passées de marbres en bancs décimétriques. J'ai observé, plus à l'Ouest, des figures de courant à la base de certains bancs, confirmant ainsi qu'il s'agit bien d'un métaflysch. Les paragenèses sont banales : quartz, feldspath et mica blanc principalement accompagnés de calcite et chlorite dans les niveaux carbonatés (tabl. III 26)

A partir de l'iconostation située près de la "réserve d'eau", on entre dans le flanc inverse du synclinal couché de Melissatika. Quelques différences par rapport au flanc normal peuvent être notées ; on rencontre en effet :

- (9) un ensemble schisteux, très épais à l'affleurement, constitué de schistes violets et verdâtres (9a, c, e) semblables au niveau (5) et peut-être (6) du flanc normal, au sein desquels on reconnaît plus ou moins bien des passées conglomératiques schisteuses à éléments "ophiolitiques" (9d) qui prennent parfois un aspect serpentineux du fait de leur contenu, et qui sont associées à des métapélites et probablement des métatufs. Des métaconglomérats verts, à éléments "ophiolitiques" et matrice calcitique, forment une barre plurimétrique (9b) bien visible au-dessus du cimetière de Melissatika. Des plis sont visibles dans cet ensemble, mais l'absence de niveaux repères ne permet pas de le "déplier", et par suite, il n'est pas possible de déterminer l'origine (tectonique ou stratigraphique) des différences observées entre les ensembles (9) d'une part, et (4 à 7) d'autre part, caractérisés, pour partie, par des faciès semblables ;
- (10) une masse brunâtre de diabase et de laves, diaclasée et altérée, qui jouxte la place du village de Melissatika. Une lame mince faite dans une masse de diabase moins altérée, située à la sortie occidentale du village, révèle les minéraux suivants : quartz (?), feldspath, épidote, chlorite, leucoxène et amphibole vert pâle à coeur souvent sombre, formant la paragenèse métamorphique de la roche, ainsi que des pyroxènes bien conservés indiquant l'origine éruptive de cette roche.

En résumé, au sein des formations métamorphiques recouvrant les ophiolites et le soubassement pélagonien, près de Melissatika, on retrouve des termes lithologiques déjà observés dans les autres coupes : les métaconglomérats (4, 7, 9b) et le métaflysch (8), mais aussi un terme nouveau ou mieux développé : les "schistes verts et violets à éléments éruptifs" (5, 6, 9a, c, e). L'intercalation de niveaux conglomératiques dans ces schistes verts et violets laisse penser qu'il s'agit d'une formation volcano-sédimentaire, ou mieux, sédimentaire de type graywacke à éléments détritiques d'origine éruptive, provenant soit du "Volcano-Détritique" du Malm, soit des ophiolites.

La taille importante de certains affleurements (supposés) d'origine éruptive, conduit à admettre l'existence d'olistolithes, comme cela est le cas dans le Chalkodonio et comme je l'ai déjà envisagé pour les blocs situés au contact du flysch à la sortie occidentale de Volos (fig. 233).

Le métamorphisme affectant ces terrains, très probablement d'âge crétacé supérieur, est de faible degré et de type schistes verts à amphiboles bleues ou bleu-vert .

3. LES AFFLEUREMENTS DU SECTEUR OCCIDENTAL (MEGAVOUNI MERIDIONAL).

En dehors des secteurs précédemment décrits, des affleurements de terrains métamorphiques, que l'on peut rapporter au Crétacé (supérieur) de par leurs faciès, existent entre les monts Altsani (306 m) et Megavouni (546 m), au niveau du col qui limite les vallées de direction NE-SW descendant vers Veletinon d'une part et vers Glafire d'autre part.

Des coupes (fig. 236 A et B), faites sur les flancs d'un sommet coté 325 m, permettent d'observer :

- le contact entre le soubassement pélagonien typique (1) et les métaconglomérats du Crétacé (3) à éléments "ophiolitiques", gabbros notamment, par l'intermédiaire de schistes verts et métatufs ou métavolcanites (2) appartenant plus probablement au soubassement ophiolitique (fig. 236 A) ;

- une série plus complète, mais en position renversée (fig. 236 B), avec notamment les serpentinites du niveau (2) (ophiolites), les métaconglomérats marmoréens verts (3) et le métaflysch (4) du Crétacé (supérieur ?). Les niveaux (1) correspondent au soubassement de type pélagonien.

Du point de vue du métamorphisme, on peut encore noter la présence d'amphiboles bleu-vert dans les schistes (1c, coupe B) du sommet (325 m) -mais il s'agit du soubassement des ophiolites- et l'existence de nombreuses amphiboles isolées ou en amas dans les métaconglomérats (3). Ces dernières sont souvent vert foncé au coeur et vert pâle à incolore sur les bordures, ce qui indique une recristallisation de ces amphiboles. L'hypothèse la plus plausible est qu'il s'agit d'amphiboles détritiques isolées ou appartenant à des microgalets de roches anté-Crétacé supérieur (amphiboles d'origine magmatique ou dues aux métamorphismes océaniques et/ou paléohelléniques), reprises lors des phases de recristallisation tertiaires.

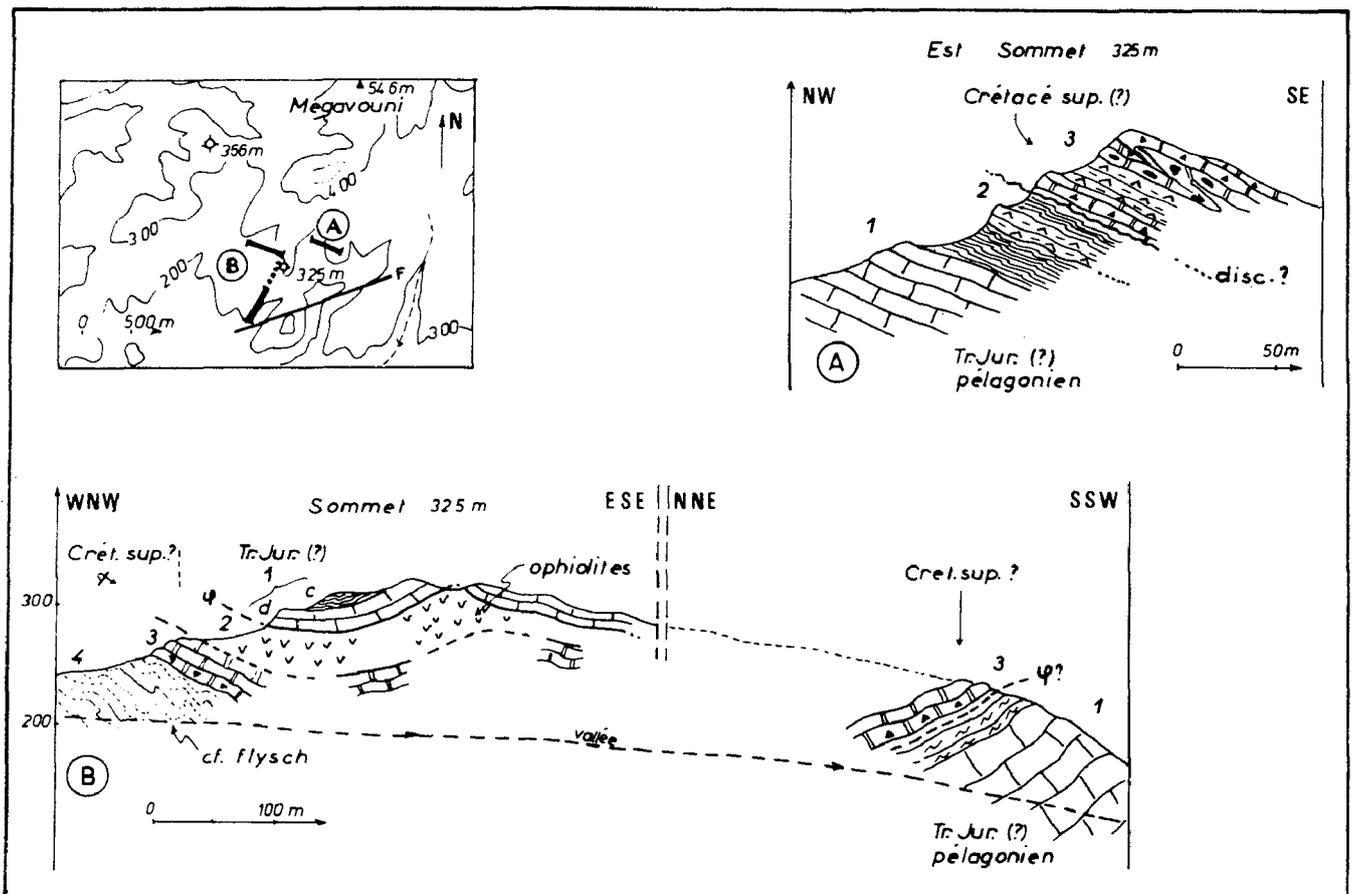


Fig. 236. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Affleurements du secteur occidental (Megavouni méridional). C 5 m, fig. 231.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

C. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES D'AGE CRETACE (SUPPOSE) DU PELION MERIDIONAL : LES CONGLOMERATS A ELEMENTS CARBONATES.

Trois secteurs d'affleurements sont distingués (Ferrière, 1976 b, c, 1979) : le synclinal d'Argalasti, la série de Trikkeri-Paleotrikeri et les affleurements de Lyri au Sud-Est du Pelion. Ils sont caractérisés par la présence de métaconglomérats à éléments de marbres et dolomies probablement triasico-jurassiques.

1. LES AFFLEUREMENTS D'ARGALASTI.

a. COUPE D'ENSEMBLE PASSANT PAR LE MONASTERE PAOU (AGIOS NICOLAOS) (fig. 237, tabl. III 27).

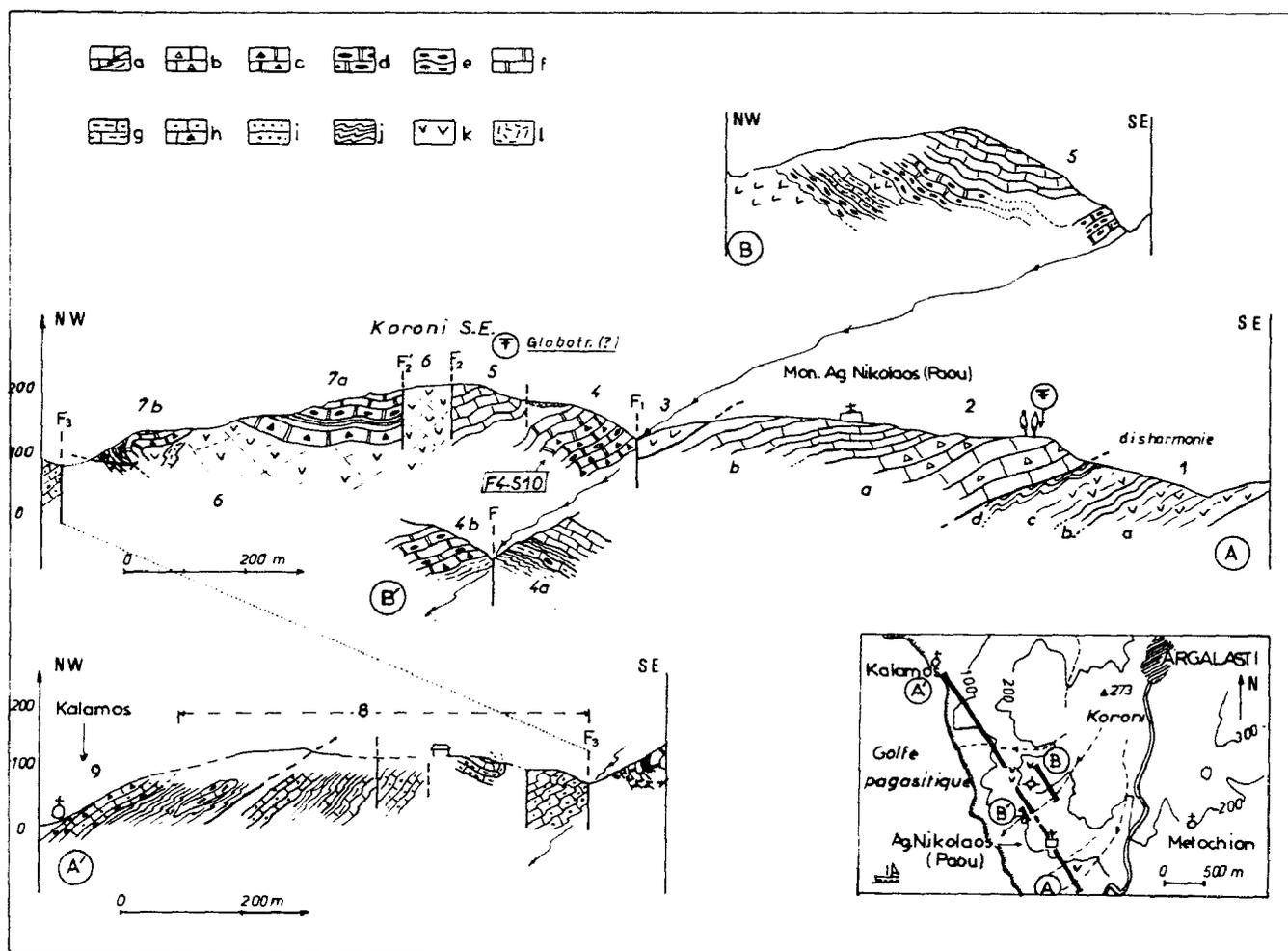


Fig. 237. - Séries du Pelion du Crétacé. Coupe du monastère Paou, au Sud-Ouest d'Argalasti. C 6 m, fig. 231.

a. marbres gris ou jaunâtres et copeau dolomitique. - b. conglomérats à éléments carbonatés. - c à e. Conglomérats à éléments ophiolitiques. - c. brèches et microbrèches. - d. à galets arrondis. - e. schisteux. - f. marbres verdâtres fins à amphiboles détritiques. - g. marbres chloriteux. - h. marbres en plaquettes divers, localement bréchiques (triangle). - i. ex-grès. - j. schistes divers. - k. ophiolites. - l. filon doléritique.
 Numéros : voir texte.

Cette coupe, qui part du monastère Paou au Sud-Est, rejoint le village de Kalamos au Nord Ouest. Elle est assez difficile à lever, du fait de la présence de nombreux vallons à la végétation épaisse qui courent parallèlement aux structures. C'est d'ailleurs là un problème qui se pose constamment lors de l'étude de la partie méridionale de la péninsule de Magnésie.

a1. Description.

Du Sud-Est au Nord-Ouest, c'est-à-dire du monastère Paou à Kalamos, on rencontre successivement (fig. 237, tabl. III 27) :

- (1) des masses importantes de péridotites serpentinisées (1a et 1c) associées à des passées de schistes quartzo-micacés (1b) et de schistes verdâtres (1d). Ces serpentinites reposent au Sud sur les séries Est-pagasitiques ;
- (2) une épaisse formation de marbres (150 à 200 m environ), massifs à la base (2a), puis en plaquettes (2b), qui constitue l'importante falaise à regard Sud-Est sur laquelle est installé le monastère Paou :
 - les marbres massifs de base (2a) correspondent à des métaconglomérats à galets, très étirés et parfois difficiles à reconnaître, de marbres et surtout de dolomies, dont le microfaciès est semblable à celui des dolomies pé-

lagoniennes triasico-jurassiques connues dans le secteur étudié. J'y ai observé, dans le ciment, un fantôme de microfossile rappelant les *Globotruncana* ;

- les niveaux sus-jacents (2b) sont des marbres en plaquettes à taches jaunâtres, qui contiennent souvent des phyllosilicates. En lame mince, on note : calcite, quartz, mica blanc et chlorite. A proximité du monastère, existent des gros blocs, que je n'ai pu retrouver en place, d'un conglomérat de teinte rouge à galets de dolomie mais aussi de "roches vertes" ;

- (3) un niveau de serpentinite, épais de quelques dizaines de mètres, limité au Nord par une faille verticale (F1) ;
- (4) un ensemble de calcschistes et de marbres verts en plaquettes, présentant des petits éléments verdâtres, plus sombres, étirés, qui se révèlent être, au microscope, des microgalets de roches éruptives basiques ou ultrabasiques riches en amphiboles.

Paragenèses métamorphiques : là encore, il est difficile de faire la part entre les minéraux hérités des phases précédentes et ceux qui caractérisent le métamorphisme post-crétacé supérieur, que l'on sait être tertiaire. Dans les faciès à éléments détritiques de très petite dimension, on peut reconnaître :

- une matrice constituée de calcite (quartz ?), albite, chlorite, mica blanc et amphibole bleue, bleu-vert ou vert pâle dont certaines semblent être détritiques ;

- des éléments de laves, à microlithes de feldspath, et de roches éruptives transformées, à amphibole verte de grande taille, très souvent à coeur vert foncé et bordure pâle, plagioclase altéré et grandes plages d'épidote, dont les minéraux miment parfois une structure doléritique ;

- (5) un ensemble de calcaires marmoréens en plaquettes, où quelques lits quartzeux soulignent les microplis. La roche paraît peu recristallisée et j'y ai découvert un petit Foraminifère dont les principales caractéristiques rappellent un *Globotruncana* ; toutefois, sa taille anormalement petite - dans l'hypothèse où il s'agirait bien d'un *Globotruncana* - ne permet pas d'être affirmatif (comm. orale Fleury) ;
- (6) et (7), au Nord-Ouest d'une faille verticale (F2), une masse importante de roches éruptives, assimilable à un corps ophiolitique, avec des serpentinites, des métagabbros et des filons diabasiques bien reconnaissables (6). Ce corps ophiolitique est recouvert normalement par des marbres verts microbréchiques et des métaconglomérats plus grossiers à galets "ophiolitiques" (7), semblables au niveau (4) de cette même coupe ;
- (8) et (9), au-delà d'une nouvelle faille verticale (F3), un ensemble de schistes chloriteux, calcschistes, marbres et copeaux dolomitiques (8), appartenant très probablement aux séries Est-pagassitiques, surmontés, près de Kalamos, par des calcaires marmoréens en plaquettes, jaunâtres, à intercalations bréchiques (9). L'appartenance de ces derniers niveaux (9) au Crétacé est envisageable, et sera discutée dans le paragraphe consacré aux affleurements de Lyri, où ces faciès sont mieux développés.

a2. Interprétation.

Les niveaux métaconglomératiques à éléments ophiolitiques (4 et 7) et les bancs carbonatés sus-jacents (5) appartiennent sans aucun doute à la couverture (supposée) crétacée, des ophiolites : ils possèdent des faciès semblables à ceux de Melissatika et du Chalkodonio, et contiennent des galets provenant très probablement des ophiolites sous-jacentes. Un microfossile, difficile à déterminer mais rappelant un *Globotruncana* a même été observé.

Les faciès nouveaux par rapport aux affleurements métamorphiques de Melissatika sont ceux du niveau (2), qui, nous le verrons, sont très répandus dans le Pelion méridional. Les faciès les plus caractéristiques de cet ensemble carbonaté sont les métaconglomérats de type brèche, à éléments dolomitiques. Ces métaconglomérats peuvent être intensément schistosés, mais parfois aussi très peu transformés, et leur faciès bréchique est alors facilement reconnaissable. Les éléments dolomitiques à traces algaires ont un faciès qui rappelle celui des dolomies triasiques (et jurassiques) pélagoniennes. Comme, en outre, ces marbres surmontent des serpentinites et que

coupe C6 m		Minf. Ech.	O.	Cc.	Ab.	M. bl.	Bi.	Chl.	Amph. ante	Amph. v.p., inc.	Amph. bl./bl.v.	Pyr.	Ep.	Gr.	Ox-Op	divers	ROCHES	
Jur. Drets?	1	F5.500	++	+		++		++					(+)			sphère	micasch.	
Crétacé sup. probable	2	a F5.501/3		++ ¹ ₀													marbre ± congl [±]	
		b F5.502	+	++ (=ank.)	+	+		+									marbre micacé	
	4(B)	a F6.188		++	+ ¹ ₀			++	v.p. + 0		bl. + 1 (0)						sphère	microconglom [±]
		F5.505/6 F6.189		++	+ ¹ ₀	+		+	v.p. + 0	± (1) - 0	± + 1						éléments laves	"
		F5.508	+	++	+			+	v.p. + 0	+			+				sphère	(méta)conglom [±]
	4(AA)	b F5.509		++				++ ¹ ₀					+	0	+	Tourm. sph. ?		microconglom [±]
		F5.510	+	++		+		+	v.bl. + 0				+		+	Tourm. Apat. sph. ?		" (S ₁ +S ₂)
	5(AA)	F5.512		++												± gt		marbre pfs silic [±]
	5(B)	F6.193	+	++	+	+		+								+		marbre micacé
	7a	F5.513 516		++	+ ¹ ₀	+ ¹ ₀		+	v.p. + 0	→ + (1)				+	1 (0)			métaconglom [±]
		F5.514	+	++		+		+	(+) 0		(+) 1		+		+	Tourm.		cipolin
		F5.515	+	++	+	+		+	+ 0	→ + (1)			+	1 (0)		granat [±] (?)		marbre détritique
	7b	F5.517 à 519	+	++	+ ₀	+		+	v.p. + 0	→ + (1)	v.p. + 0		+	1 0		Tourm. et RE		métaconglom [±]
		F5.520	(+)		(+)	++							+		+			micasch. (S ₁ +S ₂)
F5.521		+	++	(+)	+		++			v.bl. + 1 (0)		+			Sph. Tourm.		cipolin	

Tabl. III 27. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Coupe du Monastère Paou (fig. 237).

des faciès semblables ont pu être datés en Othrys orientale du Sénonien inférieur, j'admettrai qu'il s'agit de terrains d'âge crétacé (supérieur ?). Guernet (1971) décrit d'ailleurs, à Skia-thos, des faciès de même nature, qu'il attribue au Crétacé supérieur transgressif (+).

Cette interprétation pose alors le problème de la répétition des termes ophiolitiques (1, 3 et 6) dans cette série. Dans la mesure où les métaconglomérats à éléments dolomitiques (2) reposent toujours sur des "ophiolites" dans le secteur d'Argalasti mais aussi de Trikkeri, et que celles-ci reposent directement sur les séries Est-pagasitiques, ces métaconglomérats doivent représenter la base de la couverture transgressive crétacée. De ce fait, deux hypothèses sont envisageables :

- il existe deux unités tectoniques qui se chevauchent, l'unité supérieure étant constituée d'ophiolites (3 et 6) recouvertes par les termes transgressifs à galets ophiolitiques (4, 5 et 7). Les métaconglomérats à éléments dolomitiques auraient pu être absents dans cette unité ou (à la rigueur) constituer la partie supérieure actuellement érodée ;

- il s'agit d'une série continue de (1) à (5) ; dans ce cas, les ophiolites (3 et 6) pourraient représenter des olistolithes de grande ampleur glissés dans le bassin de sédimentation crétacé.

Les comparaisons avec les secteurs voisins ne permettent pas de choisir entre ces deux hypothèses. Si un écaillage important, affectant ophiolites et couverture crétacée, est en effet bien connu dans le Chalkodonio, des olistolithes ophiolitiques y sont également présents, comme en Othrys orientale d'ailleurs (Ferrière, 1977).

(+) Des faciès proches, à valeur de brèche intraformationnelle, existent dans l'épaisse formation pélagonienne de marbres et dolomies attribuée au Trias (Jurassique ?) affleurant près de Volos et sur la route de Keramidi par exemple, mais ils apparaissent au sein de marbres et surtout de dolomies massives très caractéristiques, bien différents de ce que l'on observe près du monastère Paou.

b. COUPES DE DETAIL DE LA BASE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES D'ARGALASTI.

b1. Coupe à l'Ouest du monastère Paou, en bordure de mer (golfe pagasitique).

Du SSE au NNW apparaissent successivement (fig. 238) :

- (1) les formations carbonatées, et notamment les marbres gris à lits siliceux, de la série Est-pagasitique ;
- (2) des affleurements limités de marbres en plaquettes jaunâtres, à quartz et phyllosilicates réapparaissant sous des sédiments quaternaires. Plus à l'Est, ces niveaux sont intercalés dans des masses de serpentinite ;
- (3) un premier ensemble de niveaux carbonatés à passées conglomératiques :
 - la base est formée de brèches à éléments détritiques dolomitiques qui leur donnent une couleur jaunâtre (3a). Certains niveaux montrent des graded-bedding indiquant une polarité normale, et des traces de schistosité à pendage plus faible que celui des plans de stratification ;
 - la partie supérieure (3b) est formée de marbres blancs massifs ;
- (4) une dizaine de mètres de serpentinites écrasées ;
- (5) un deuxième ensemble de niveaux carbonatés, à passées conglomératiques à éléments de marbres et de dolomies blanches. Dans le détail, on note successivement des marbres en plaquettes, épais de 15 à 20 m (5a), des marbres massifs blancs (5b), les métaconglomérats à éléments carbonatés, épais de plusieurs dizaines de mètres (5c), et enfin, des marbres blancs (5d). Des restes de fossiles sont visibles dans les éléments des conglomérats : il pourrait s'agir de restes d'Algues (?) ;
- (6) au-delà d'une faille verticale, les pendages changent et la base de l'ensemble précédent réapparaît. Des calcschistes (6a), apparemment en contact normal avec les marbres en plaquettes jaunes (6b) équivalent des niveaux (5a), présentent une paragenèse intéressante : calcite, quartz, feldspath (albite), mica blanc à tendance brunâtre et amphibole bleue.

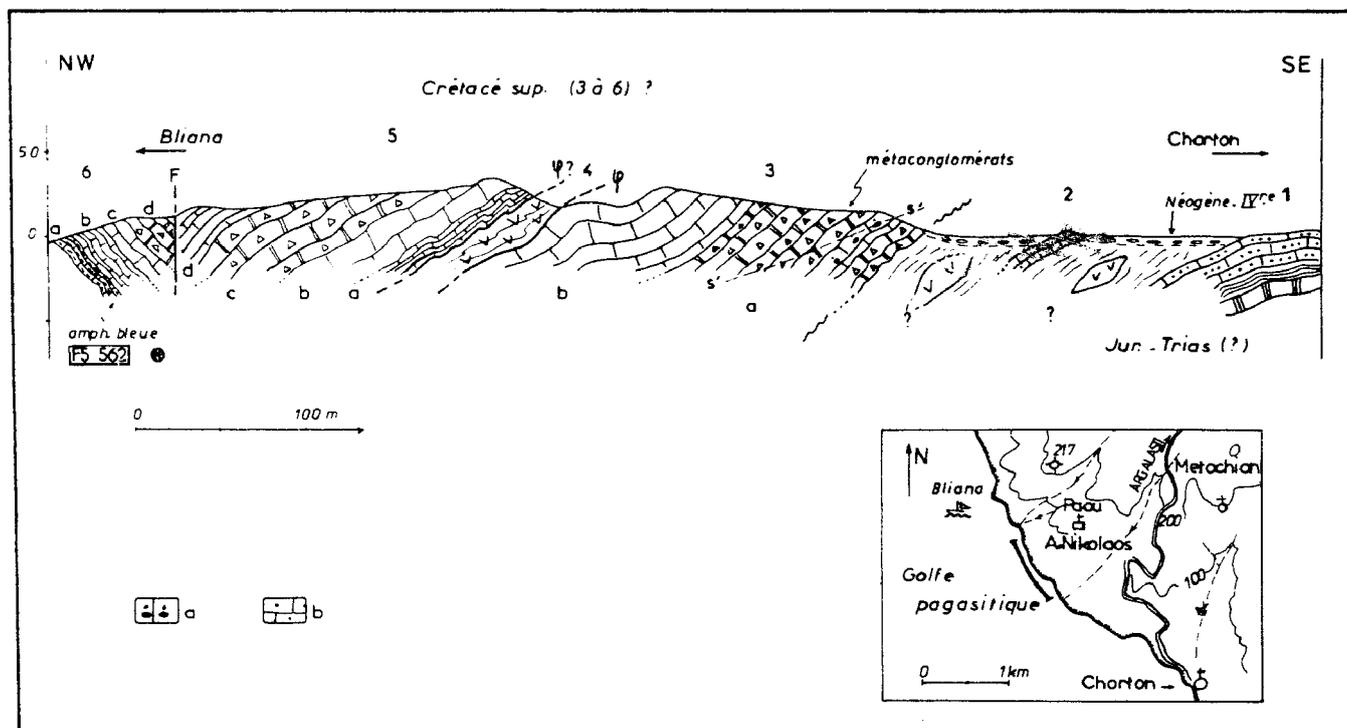


Fig. 238. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe en bordure de mer, à l'Ouest du monastère Paou. C 7 m, fig. 231.

a. brèches à éléments carbonatés granoclassés. - b. marbres à quartz détritiques (?).
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

Indépendamment des caractéristiques faciologiques, cette coupe permet d'observer une répétition des faciès carbonatés métaconglomératiques, qui paraît être due ici à des phénomènes de nature tectonique, dans la mesure où les faciès se succèdent de la même façon dans les unités inférieure (3) et supérieure (5). Le corps de serpentinite présent à la base des métaconglomérats pourrait être, dans une hypothèse différente, assimilé à un olistolite, reproduisant ainsi un dispositif observé en Othrys orientale, au Nord de Pelasgia ; mais cela semble peu probable. Cette observation montre donc la possibilité d'écaillages tertiaires, n'affectant que les "ophiolites" et leur couverture transgressive, même si elle ne permet pas de choisir entre les deux hypothèses proposées pour la coupe d'ensemble du monastère Paou (fig. 237), à savoir celle de la superposition de plusieurs unités tectoniques ou celle d'une série continue à olistolithes d'origine ophiolitique.

b2. Les affleurements orientaux du synclinal d'Argalasti.

Les coupes effectuées dans les formations métamorphiques supra-ophiolitiques montrent les mêmes marbres conglomératiques à éléments dolomitiques de la côte pagasitique, au Sud-Ouest, à la côte égéenne, au Nord-Est.

Des faciès particuliers apparaissent toutefois au niveau de la colline Kamata, ou encore près du carrefour des routes menant à Xinovrissi d'une part, à Paltsi d'autre part.

Dans ce dernier secteur, sur des serpentinites, reposent des "métaconglomérats (?)" à matrice calcitique et éléments jaunâtres très étirés, dolomitiques (ankerite), qui sont eux-mêmes surmontés de marbres gris à lits très minces jaunâtres. La présence de chlorite et de mica blanc en plages isolées donne à ces roches des teintes vertes qui tranchent sur la couleur jaune des éléments dolomitiques. Outre la calcite, la chlorite et le mica blanc, les lames minces révèlent : quartz, feldspath (albite), des opaques et surtout de belles aiguilles d'amphiboles bleues à bleu-vert. Cette paragenèse est ici, sans aucun doute, d'âge post-crétacé (supérieur).

2. LES AFFLEUREMENTS D'AGE CRETACE-PALEOCENE (?) DE LA REGION DE TRIKKERI.

Ces formations constituent la partie septentrionale de la presqu'île de Trikkeri et la petite île de Paleotrikkeri (Agios Ioannis). Une étude succincte de l'ensemble de ces terrains a déjà été publiée (Ferrière, 1976 b).

Les conditions d'affleurement étant nettement meilleures que dans le secteur d'Argalasti, j'analyserai avec quelques détails ces séries, qui sont par ailleurs assez complètes puisqu'un métaflysch apparaît à la partie supérieure de la série.

Je décrirai successivement les formations de base, en présentant les principales variations d'Est en Ouest -variations dues à des passages de faciès latéraux, mais peut-être aussi à des phénomènes tectoniques- puis les formations sommitales qui paraissent beaucoup plus homogènes.

a. LES FORMATIONS SITUEES A LA BASE DE L'ENSEMBLE SUPRA-OPHIOLITIQUE (CRETACE SUPERIEUR ?).

a1. Coupes à l'Est de Kottes : les métaconglomérats à galets dolomitiques ou galets de roches vertes.

Cette coupe est levée sur le flanc oriental du mont Kutsumbi (377 m), et passe par le lacet le plus oriental de la nouvelle piste Trikkeri-Kottes. Son principal intérêt est de montrer des métaconglomérats à éléments carbonatés d'une part, à éléments de roches vertes d'autre part.

D'Est en Ouest et de bas en haut, on relève la succession suivante (fig. 239 A, tabl. III 28) :

- (1) et (2), des péridotites serpentinisées dont le soubassement (1) est constitué par une alternance de marbres et de schistes, qui affleure plus à l'Ouest (fig. 239 B) ;
- (3) quelques mètres de schistes verts ;
- (4) une épaisse formation (100 m environ) de marbres massifs, à passées bréchi-ques surtout à la base (4a), correspondant aux métaconglomérats à éléments

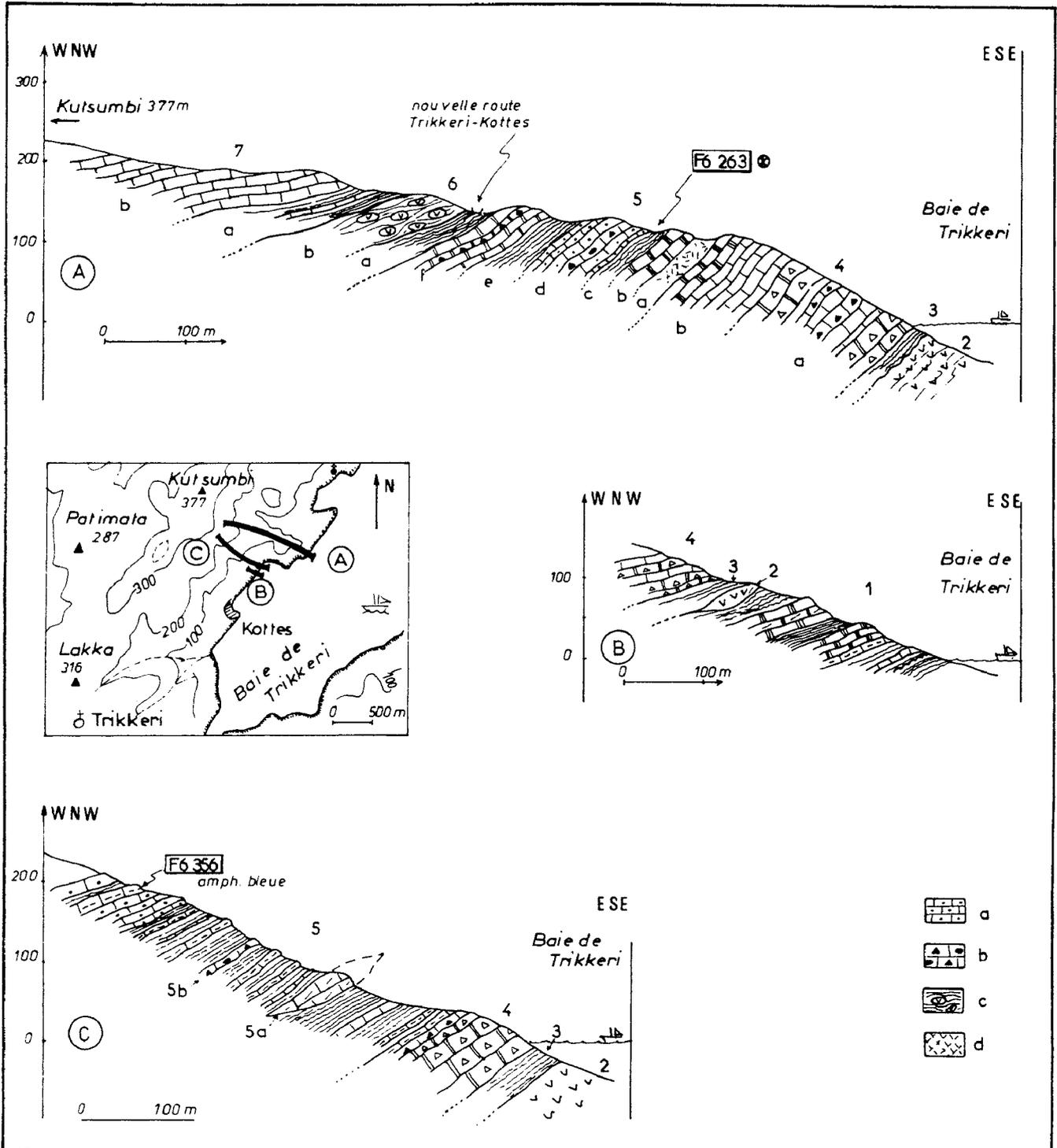


Fig. 239. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe à l'Est de Kottes (presqu'île de Trikkeri). C 8 m, fig. 231.

a. marbres jaunâtres en plaquettes. - b. id°, conglomératiques à éléments dolomitiques. - c. conglomérats schisteux à éléments ophiolitiques (galets, olistolithes). - d. metabasites (ex-laves?).

Numéros : voir texte. Autres figurés : voir fig. 185 B.

de marbres gris et de dolomies déjà observés dans le secteur d'Argalasti. La taille des éléments est de l'ordre de 1 à 10 cm. En dehors de la calcite, on note la présence de feldspath à macle simple, chlorite et mica blanc, notamment dans la partie sommitale (4b) ;

(5) une alternance (150 à 200 m) de marbres et de schistes formant des niveaux épais de 20 à 30 m chacun, dont les faciès sont assez différents d'un niveau à l'autre :

- parmi les formations carbonatées, on peut distinguer des marbres massifs blancs (5b), des marbres en plaquettes jaunâtres à passées conglomératiques contenant des éléments dolomitiques à traces algaires (5d) et des marbres en plaquettes à calcite, feldspath (albite), mica blanc, chlorite et petites amphiboles incolores à vert pâle (5f) ;

- deux types principaux de roches sont intercalés entre les barres carbonatées :

+ des roches verdâtres à débit massif (5a), à épidote, chlorite, mica blanc, feldspath, sphène et surtout grands cristaux d'amphibole verte parfois transformée en amphibole vert pâle (actinote ?) sur les bordures ; aucune amphibole bleue n'a été observée. L'aspect macroscopique et les minéraux rencontrés indiquent qu'il s'agit très probablement d'une ancienne roche éruptive basique (dolérite ou gabbro par exemple) ;

+ des schistes verts à microplis nombreux (5c et 5e), caractérisés par la présence de calcite, quartz, feldspath mâclé (albite), mica blanc, chlorite et amphiboles bleues à bleu-vert, dans le niveau (5c) par exemple ;

(6) un ensemble essentiellement schisteux, affleurant sur le bord du lacet le plus oriental de la piste Trikkeri-Kottes. Une passée métaconglomératique d'ordre décimétrique, à éléments de roches éruptives basiques et ultrabasi-ques "ophiolitiques" (6b), surmonte un niveau de schistes verdâtres qui affleure mal (6a). En lame mince, dans les métaconglomérats à éléments pluricentimétriques "ophiolitiques", on reconnaît :

- des éléments (galets) à calcite (secondaire ?), chlorite, feldspath, plagioclase altéré et surtout de grandes amphiboles vert foncé à bordure plus claire ; deux microgalets montrent des restes de pyroxènes sur lesquels se développent des amphiboles vert pâle (aux extrémités) et de la chlorite (au cœur) ;

- un fond de calcite, feldspath, quartz (?), épidote et amphibole vert pâle à incolore.

Dans les bancs à grain fin, on retrouve les mêmes éléments, avec la difficulté déjà rencontrée dans l'étude des formations de Melissatika et d'Argalasti, à savoir celle de séparer les minéraux hérités (anté-crétacés) des minéraux de néogenèse tertiaire, notamment en ce qui concerne les amphiboles ;

(7) enfin, une formation de marbres à grain fin, gris-vert, en plaquettes, qui constitue l'essentiel de la partie septentrionale de la presqu'île de Trikkeri, dont la puissance est probablement de l'ordre de 150 à 200 m. Sa base (7a) est ici formée de schistes, de calcschistes et de calcaires marmoréens qui témoignent d'un passage continu avec l'ensemble conglomératique sous-jacent (6).

coupe C 8 m		Min ² Ech.	Q	Cc	Ab	M bl	Stilpna	Chl	Amph ante	Amph vo-inc.	Amph bl/blx	Pyr	Ep	Gr	Ox Op	divers	ROCHES		
Jur. Cr. S ²	A 3	F5 345	+	+	(+)			+			bl.		+				schiste vert		
Crétacé sup. probable	4	a F5 269/9		(+ank.) ++ ¹ ₀	+												metacongl ¹ (marbre)		
		b " 266		++ ¹ ₀	+	+												marbre (congl ¹ ?)	
	5	a " 265			+				++ ¹ ₀ → (+) 4					+				sphène metabasite ? ou metaconglom ¹ ?	
		b " 264		(+dd.) ++															marbre
		c " 263	++	++	+	++		+			++								calcschiste
		d " 262		(+ank.) ++	+	+													metacongl ¹ (marbre)
		e " 261	+	(+ank.) ++	+	+			+										"
		f " 260		++	+	+			+	+ (0-1) +						+			marbre détritique fin
	6	" 257	+	+ ¹	+ ¹ ₀				vbr. + □ 0										metacongl ¹ (rel ¹ w)
		" 258	+ 1	++ ¹ ₀	+ ¹				+ (1) (a) v □ 0	++ ¹ ₀ → + ¹				+ ¹ ₍₀₎				"	
		" 259		++	++	+	(+)	+	v ++ ¹ ₀ → + ¹					+ ¹				"	
	6 au 7a latéralement	a 256	+	++	+	+		++	(+) □ 0		+ ¹ I		(+)					Phyl br. sph. ?	calcschiste
		" 255	+	(+ank.) ++	+	+ ¹ I		+	v □ 0		+ ¹ I (0) ?								sphène metaconglom ¹ (?)
		F5. 356	+	++	+	+ (a-1)		++	(+) □ 0		+ (0-1)		+					calcsch. chloriteux	

Tabl. III 28. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Coupe à l'Est de Kottes (fig. 239).

Cette coupe de la base des formations supra-ophiolitiques, supposées d'âge crétacé, permet d'observer une grande diversité de faciès et notamment des métaconglomérats à éléments dolomitiques (4) ou à éléments de roches vertes (6). Par rapport à la coupe d'ensemble levée dans le secteur d'Argalasti, on constate que les mêmes termes métaconglomératiques apparaissent dans un ordre identique. Une différence importante apparaît cependant : l'absence d'un corps ophiolitique de grande ampleur, au sein même de la série, ce qui, près d'Argalasti, avait conduit à envisager d'éventuelles répétitions tectoniques, ou la présence d'olistolithes. Un autre intérêt de cette coupe réside dans la nature même des paragenèses observées et de leur âge tertiaire probable puisqu'il s'agit de terrains attribués au Crétacé supérieur. Ces paragenèses sont parfois riches en petites amphiboles bleues à bleu-vert, et parfois en amphiboles vert pâle à incolore de type actinote, à côté de grandes amphiboles d'un vert soutenu, héritées d'évènements antérieurs tels que les recristallisations dites "océaniques" ou celles qui accompagnent la mise en place tectonique des ophiolites.

Variations latérales : une nouvelle coupe, levée sur le flanc occidental d'un petit vallon situé à proximité des dernières maisons du village de Kottes, à mi-distance entre le petit port et la coupe précédente, permet d'observer des variations latérales de faciès, et notamment (fig. 239 C) :

- une apparente diminution d'épaisseur des métaconglomérats à éléments carbonatés (4)
- le développement sur ces métaconglomérats d'une formation constituée de fines alternances de schistes, calcschistes et marbres en plaquettes (5), contenant dans des proportions variables : calcite, quartz, feldspath (albite), mica blanc, chlorite, dolomie en grains épars, ainsi que de rares amphiboles bleues ou bleu-vert et du sphène. S'y intercalent des bancs de marbres à éléments dolomitiques jaunâtres (5b), semblables au niveau (5d) de la coupe précédente (fig. 239 A), ainsi qu'un corps décimétrique de dolomie blanche (5a) pouvant représenter une lentille sédimentaire ou peut-être même un olistolithe, étant donné l'existence des métaconglomérats à éléments dolomitiques proches.

a2. Coupes à l'Ouest de Kottes : disparition des métaconglomérats.

a2.1. Une coupe intéressante peut être levée dans le vallon principal situé entre Trikkeri et Kottes.

Son accès est aisé par l'ancien chemin pédestre qui reliait ces deux villages.

La coupe est assez simple dans l'ensemble ; du Sud au Nord et de bas en haut, affleurent (fig. 240 A) :

- (1) et (2), des marbres massifs (1) surmontés d'un ensemble schisteux à intercalations de marbres en plaquettes micacés (2), appartenant au soubassement anté-ophiolitique (Jurassique supposé) ;
- (3) une masse épaisse de plusieurs dizaines de mètres de serpentinites présentant des traces importantes de tectonisation. Un puits et un figuier "signalent" sa présence ;
- (4) une formation rythmique où alternent des métapélites jaunâtres, des calcschistes et des marbres en plaquettes à "grain" fin, marrons ou blancs. Cette formation est identique à l'ensemble rythmique qui recouvre les métaconglomérats à éléments dolomitiques de la coupe précédente (fig. 239 C) ;
- (5) la masse de calcaires marmoréens en plaquettes, gris-vert, d'épaisseur supérieure à 100 m.

Malgré les traces de tectonisation visibles au contact entre les ophiolites et les formations qui les recouvrent, on peut penser que l'absence de métaconglomérats en ce lieu précis relève également de phénomènes sédimentaires, puisqu'une diminution d'épaisseur vers l'Ouest a été notée dans les coupes précédentes, à l'Est de Kottes.

a2.2. Coupe d'Agios Kiriaki.

Sur la route qui de Trikkeri mène au port d'Agios Kiriaki, à l'entrée du golfe pagasitique, c'est-à-dire sur le flanc occidental de la presqu'île de Trikkeri, on observe (fig. 240 B) :

- (1) des marbres massifs, à passées dolomitiques (1a et 1c) et intercalations schisteuses (1b), constituant le soubassement pré-ophiolitique (Jurassique ?)

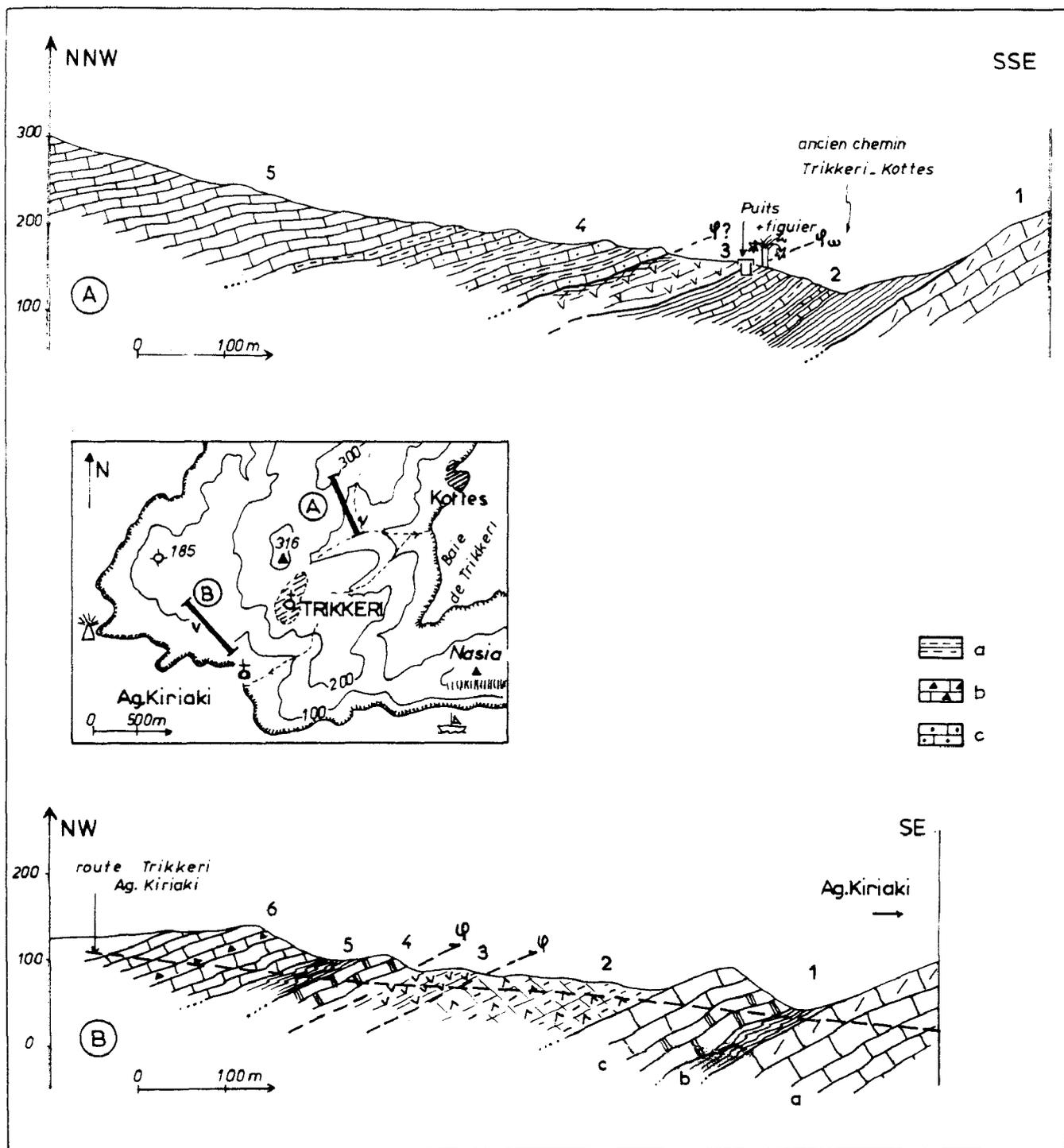


Fig. 240. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupes à l'Ouest de Kottes. C 9 m, fig. 231.

a. schistes fins quartzeux (Crétacé sup. ?). - b. marbres microbréchiques gris-vert à éléments carbonatés. - c. marbres jaunâtres en plaquettes.
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

- (2) et (3), un ensemble écrasé, à schistosité mal définie (2), rappelant des métatufs ou des metabasites (diabases) surmontés de serpentinites écrasées (3). Un échantillon prélevé dans le niveau (2) montre un assemblage de minéraux très petits où l'on reconnaît de l'épidote, de petites amphiboles incolores, du feldspath (?) et des phyllosilicates brunâtres (chlorites ?) ;
- (4) des marbres blancs massifs ;
- (5) des schistes et des calcschistes ;

- (6) la base de la formation des calcaires marmoréens, gris-vert, en plaquettes. Des passées microbréchiques, à éléments dolomitiques jaunâtres parfois granuloclassés verticalement -ils indiquent alors une polarité normale-, s'y intercalent.

Les formations comprises entre les "restes ophiolitiques" (2 et 3) et l'ensemble des calcaires marmoréens gris-vert (6) sont ici très réduites, comme cela est également visible au niveau de la nouvelle piste Trikkeri-Kottes, juste à la sortie du village de Trikkeri (fig. 208, dans le paragraphe consacré aux séries pélagoniennes du Pelion). Dans ces deux cas toutefois, et notamment au niveau de Trikkeri, des absences dues aux phénomènes tectoniques sont envisageables. En effet, alors que des niveaux de métaconglomérats à éléments carbonatés sont connus quelques kilomètres plus à l'Ouest, en Othrys orientale près d'Amaliapolis, et plus à l'Est, près de Kottes ou près d'Argalasti, ces niveaux n'existent pas au-dessus des serpentinites à proximité de Trikkeri.

b. LA PARTIE SUPERIEURE DES FORMATIONS SUPRA-OPHIOLITQUES AU NORD DE TRIKKERI.

Ces formations affleurent au Nord de la presqu'île de Trikkeri, au niveau du cap qui fait face au petit port d'Agios Ioannis situé dans l'île de Paleotrikkeri d'une part, ainsi que dans cette même île d'autre part, où l'on connaît un flysch surmonté d'un ensemble détritique à corps de "roches vertes" (Ferrière, 1976 b ; Jacobshagen *et al.*, 1977).

b1. La retombée septentrionale du mont Chondrorachi (métaconglomérats, "schistes verts et violets").

Le mont Chondrorachi (368 m) est situé au Nord-Ouest de la presqu'île de Trikkeri. Comme les autres sommets de la partie septentrionale de la presqu'île de Trikkeri, il est formé pour l'essentiel par les calcaires marmoréens gris-vert, en plaquettes, épais de 150 à 200 mètres, dont la base a été étudiée dans les coupes précédentes.

Une coupe levée sur la crête Sud-Nord, qui aboutit au petit cap situé en face d'Agios Ioannis, montre successivement, du Sud au Nord et de bas en haut (fig. 241, tabl. III 29) :

- (1) les calcaires marmoréens, gris-vert, en plaquettes. Des passées microbréchiques à galets centimétriques dolomitiques, parfois granuloclassés verticalement, s'y intercalent (1a). Les bancs sommitaux sont riches en lits siliceux de couleur blanche, qui soulignent les microplis (1b) ; ils font place progressivement, à proximité de l'ensemble schisteux sus-jacent (2), à des cipolins à calcite, quartz, feldspath (albite), chlorite (abondante), mica blanc à épidote (rare) ;
- (2) plusieurs mètres de métaconglomérats schisteux à galets de roches éruptives basiques (et ultrabasiques ?) "ophiolitiques" (2a), recouverts de "schistes verts et violets" (2b), semblables à ceux qui affleurent près de Melissatika, au Nord de Volos.

Du point de vue pétrographique, on retrouve les difficultés déjà rencontrées lors de l'étude des autres métaconglomérats pour distinguer les minéraux hérités, lorsqu'ils sont isolés par exemple, des minéraux caractéristiques des paragenèses tertiaires. Toutefois, ici les faciès sont particulièrement beaux et riches en amphibole bleue à bleu-vert.

Paragenèses observées dans les métaconglomérats (2a) :

- le fond (ex-matrice) est constitué de feldspath (albite), chlorite, épidote (pistachite), mica blanc et de belles amphiboles bleues à bleu-vert ;
- les éléments (galets) sont de divers types : certains sont formés de minéraux de très petite taille, d'autres, à l'inverse, de très grands minéraux :
 - + certains éléments sont riches en lattes de feldspaths baignant dans un fond constitué de feldspath, quartz (?), chlorite et de rares micas blancs et amphiboles vert pâle à vert-bleu ;
 - + d'autres éléments à grands minéraux contiennent quartz, feldspath (albite), épidote (pistachite) abondante, chlorite et amphibole vert pâle à vert-bleu (abondante) ;
 - + enfin, certains éléments contiennent de grandes amphiboles à coeur vert sombre à brunâtre, passant sur les bordures à des teintes vert pâle puis bleu vert.

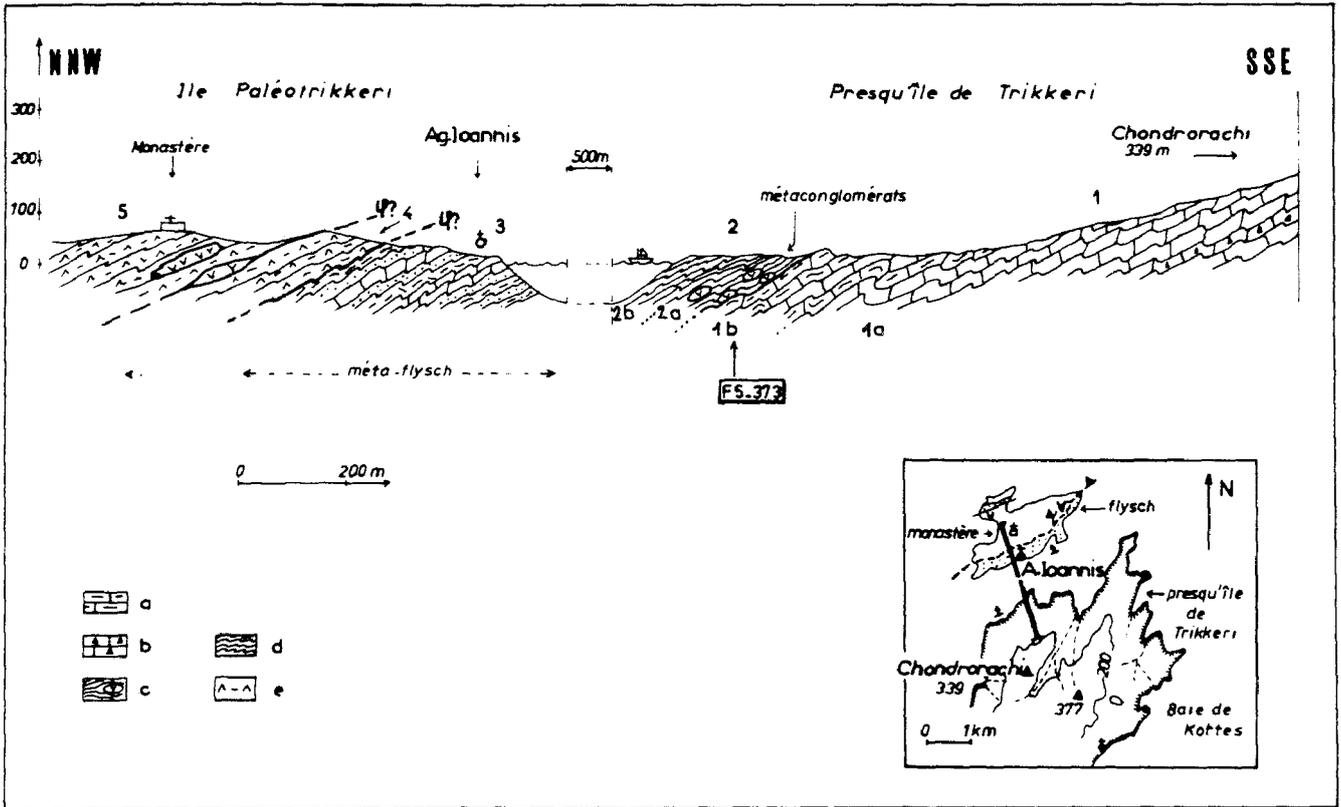


Fig. 241. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe entre le Chondrorachi et l'île Paleotrikkeri. C 10 m, fig. 231.

a. marbres siliceux. - b. marbres microbréchiq. - c. conglomérats schisteux à galets ophiolitiques. - d. "schistes verts et violets". - e. formation à graywackes, métatufs (?) et corps ophiolitiques (unité chevauchante et/ ou phénomènes de resédimentation).
 Numéros : voir texte.

Coupe C.10 m TRIKKERI		Min ² Ech.	Q.	Cc.	A.b.	M. bl.	Stilpn	Chl.	Amph. ante	Amph. v.p-inc.	Amph. bl/bl.v.	Pyr.	Ep.	Gr.	Or-Op	divers	ROCHES	
Crétacé sup.	1	a	F5.372	+	(+alt.) +++ o	+	+	+								Phyl. br. Tourm.	marbre bréch.	
		b	" 373	+	++	+	+	++		(+)			+		+	Phyl. br	cipolin	
	2	a	F5.376			+	++ II I	++ (méso) I				+	I					sch. à amphibole
			" 379 380	+		(+)	+ 1 □	+ 1 □	v.br. □	→	+ 1 □			+		+	sphère (380)	métaconglom ^s
			" 381	+ □		+	+ 1 □	+ 1 □	+	→	+ 1 □			+		+	Phyl. br. sph.	"
		b	" 377	+		+	+	(+)			+			+		++		sch. verts-violets
	" 378			(+)			++ 2 1		+	I		+					amphibolite	
Maesi. Paléoc.	3	F5.389	++			++ I										Phyl. br.	micasch.	
		" 390 403	+		(+alt.) +++	+ (1) (0)	+									Tourm.	marbre micacé	
		" 411	++	+		+ (1-2) (0) II	(+)	+								Phyl. br.	(méta) grès	
Unité recto ou alistolites ?	4	F5.393	+		+	+	+			+ 1 (0)			+		+	sph. leuca.	graywacke - ou métatuf, metabasite	
		" 394			+	(0)		+		+ 1 (0)			+			Phyl. br.	"	
		" 395			+	+				+	1 (0)		+				"	
		" 396	+			+		+		+	++		++			Phyl. br.	"	
	5	F5.400	+		+		(+)	+		+	1 0		+		+	sph. leuca.	métabasite	
	" 405	+		+	(+)?	(+)?	(+)?					+			Phyl. br. Pump.	"		
	" 407	+		(+)			(+)					+					graywacke (?)	

Tabl. III 29. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Coupe Chondrorachi-Paleotrikkeri (fig. 241).

Paragenèses observées dans les "schistes verts et violets" (2b) :

- les niveaux violets (métajaspes ?) contiennent : quartz, feldspath, opaques (abondants), épidote (pistachite), amphibole incolore à vert pâle, mica blanc (?) et chlorite oxydée (?) ;
- les niveaux verts ont un débit assez massif et rappellent d'anciennes roches éruptives ou des métatufs ; ils sont formés de : chlorite, épidote (pistachite), amphibole d'un vert très pâle et feldspath (?) .

Cette série, caractérisée par la présence de métaconglomérats à galets "ophiolitiques" (2) reposant sur l'épaisse formation des calcaires marmoréens gris-vert (1), se poursuit probablement vers le haut par le flysch qui forme la bordure méridionale de l'île de Paleotrikkeri.

b2. Les affleurements de l'île de Paleotrikkeri : flysch, olistolithes ou nappe ophiolitique ?

Dans cette petite île, longue de 3 km et large de 1 km en moyenne, affleurent deux principaux ensembles lithologiques (3 et 5, fig. 241) (Ferrière, 1976 b ; Jacobshagen *et al.*, 1977).

b2.1. Description.

Une coupe passant par Agios Ioannis et le monastère désaffecté situé au centre de l'île, permet d'observer successivement du SSE au NNW et de bas en haut (fig. 241, tabl. III 29) :

- (3) un métaflysch très caractéristique, constitué d'une alternance de schistes pélitiques et de grès transformés en grès ou quartzites micacés. Des bancs de marbres noirs en plaquettes s'observent dans une partie de ce métaflysch, entre des niveaux grésopélitiques à la base et plus finement pélitiques au sommet. En dehors de la calcite et du quartz (abondant), les associations minérales contiennent surtout du mica blanc, de la chlorite et du feldspath (rare). Si certains micas blancs peuvent être d'origine détritique, d'autres appartiennent nettement à la paragenèse métamorphique ; deux plans privilégiés (stratification et schistosité, ou deux schistosités) sont d'ailleurs soulignés par ces micas blancs, dans les métapélites ;
- (4) une formation rougeâtre constituée de roches à schistosité mal définie, d'aspect "grenu". Dans un fond de quartz, feldspath (rare), épidote, amphibole incolore à vert pâle (détritique ou de néogenèse ?) et parfois de mica blanc et de chlorite, apparaissent des "taches" constituées de plus grands cristaux d'épidote et surtout d'amphibole verte à vert pâle. Il s'agit probablement de métatufs ou de métagraywackes à éléments remaniés de "roches vertes" ;
- (5) un ensemble formé pour l'essentiel de roches éruptives métamorphisées, au sein desquelles on reconnaît des corps importants de roches grenues qui pourraient représenter d'anciens gabbros. Ces roches sont riches en épidote (pistachite) et amphibole verte à vert pâle, auxquelles s'ajoutent, en proportion variable selon les cas, feldspath, quartz, chlorite, sphène ou leucoxène, ainsi que de la pumpellyite (en plages assez larges parfois). La structure équante de la plupart de ces roches témoigne de leur origine éruptive (dolérite ?, gabbros ?, etc...).

Certaines des roches contenues dans cet ensemble (5) ont un faciès très proche de celui que présentent les métagraywackes sous-jacents (4). S'agit-il des mêmes roches ou d'une simple convergence due au métamorphisme de roches de composition voisine, l'une (métagraywackes) pouvant dériver de l'autre (roches d'origine éruptive) ? La réponse à cette question a des conséquences importantes quant à l'interprétation de ce secteur d'une part (Ferrière, 1976 b), mais aussi à l'échelle des Hellénides (Jacobshagen *et al.*, 1977) (*cf. infra*, paragraphe b2.2).

Au Nord, affleure un métaflysch surmonté d'un ensemble de roches dont certaines sont très nettement d'origine éruptive. Ces affleurements, que l'on peut observer au niveau du cap situé au Nord-Ouest de l'île, sont équivalents de ceux qui constituent le Sud de l'île (3 à 5), dont ils sont séparés par une faille verticale. On ne peut toutefois exclure qu'il s'agisse d'une petite unité chevauchante présentant des faciès semblables à ceux de l'unité sous-jacente.

b2.2. Interprétation.

Malgré l'isolement du flysch d'Agios Ioannis au sein de l'île de Paleotrikkeri, j'admets qu'il représente la partie supérieure de la série supra-ophiolitique crétacée-paléocène (?) de la presqu'île de Trikkeri. Cette assimilation est basée sur le fait que de telles successions lithologiques sont la règle dans les zones internes, et plus particulièrement dans le secteur étudié (séries de Melissatika et de Velestinon par exemple).

Les rapports entre le (méta)flysch (3) et l'ensemble sus-jacent (5) :

- deux interprétations quelque peu différentes ont été proposées, par moi-même (Ferrière, 1976 b, c), puis par Jacobshagen *et al.* (1977) :

- + pour ma part, j'avais admis que la formation (5), riche en roches d'origine éruptive essentiellement basiques, constituait une sorte d'olistostrome comprenant un ensemble d'olistolithes, resédimenté à la partie supérieure du flysch sous-jacent (3), et qu'il était en cela comparable à des structures sédimentaires connues dans le Chalkodonio, près de Velestinon ;
- + peu après, Jacobshagen *et al.* (1977) ont considéré qu'il s'agissait là de l'obduction, au Tertiaire inférieur, d'une nappe ophiolitique sur le flysch d'Agios Ioannis, avec genèse locale d'un "mélange ophiolitique" ;

- certains aspects de la proposition faite par ces auteurs méritent discussion :

- + le "mélange ophiolitique" considéré diffère nettement de formations telles que le "Volcano-Détritique" du Malm connu en Othrys ou dans le Pelion ;
- + la notion même de "nappe ophiolitique" est, me semble-t-il, exagérée, dans la mesure où il manque dans l'ensemble supérieur les très grands corps ultrabasi-ques qui caractérisent ces ophiolites ;
- + en outre, il existe une disproportion notable entre les structures observées dans une île de 3 km de long, à savoir une superposition de terrains contenant des éléments ophiolitiques sur un flysch, et le phénomène envisagé : une obduction faisant intervenir une croûte océanique, à une époque où rien de tel n'est connu par ailleurs, alors que de nombreux écaillages tertiaires "simples" des zones internes présentent comme caractéristique de posséder des ophiolites à leur base (cas du Chalkodonio et d'Almopias par exemple) ;

- les questions qui se posent me paraissent donc être d'une importance plus limitée, à savoir :

- + l'ensemble supérieur (5) constitue-t-il un ensemble homogène ou une somme d'olistolithes indépendants ? L'absence de flysch typique sur ou dans cet ensemble (5) plaide en faveur de la première hypothèse ;
- + l'ensemble (5), supposé homogène, s'est-il mis en place "à sec" ou non ? L'existence de métagraywackes au sommet du flysch d'Agios Ioannis - existence reconnue également par Jacobshagen *et al.* (1977) - est l'argument qui me paraît être le plus significatif. Il conduit à admettre que l'ensemble supérieur, riche en roches éruptives "ophiolitiques" (?) (5), s'est mis en place tectonique-ment, et qu'au cours de son déplacement, les produits détritiques provenant de son démantèlement (futurs métagraywackes) se sont accumulés dans le bassin où se déposait le flysch d'Agios Ioannis. L'arrivée de l'unité à roches éruptives (5) dans le bassin de dépôt du flysch a pu être contemporaine de la tectonisation de ce bassin, et il est possible de considérer que la sédimentation détrit-ique a alors pris fin. Cependant, cela n'est pas une certitude, car les éven-tuels sédiments postérieurs à cette arrivée peuvent avoir disparu à l'affleure-ment, du fait de l'érosion.

En résumé, il semble raisonnable d'abandonner l'idée d'une obduction tertiaire, dont l'île de Paleotrikkeri serait le témoin. En revanche, on peut admettre que l'ensemble (5), constitué pour l'essentiel de roches éruptives (basiques) métamorphisées, représente une unité qui se serait mise en place dans un bassin non encore exondé. Il s'agirait alors d'une sorte d'olistostrome dont la genèse aurait été, dans l'hypothèse la plus plausible, accompagnée par l'arrêt de la sédimentation dans le bassin d'accueil ; que cet arrêt soit dû à la masse déplacée elle-même ou que les deux phénomènes aient une cause commune, de nature tectonique.

c. LES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES CHEVAUCHANTES (?) À L'EST DE NIES (OTHRYS ORIENTALE).

Les séries qui constituent ce cap, situé en bordure orientale de la baie de Nies, à quelques kilomètres de Trikkeri, sont intensément recristallisées et tectonisées. Toutefois, du fait de leur situation particulière, en position supérieure par rapport à la retombée septentrionale des marbres triasico-jurassiques (?) du Chlomon (893 m), un âge crétacé est envisageable, encore que des contacts tectoniques affectent cette série.

c1. Description des affleurements.

Une coupe Nord-Sud passant par le Kato Prioni (114 m) montre successivement du Nord au Sud et de haut en bas (fig. 242 A) :

- (1) des marbres gris, en bancs peu épais, qui forment l'arête principale du Kato Prioni ;
- (2) des schistes jaunes ou verts, au sein desquels s'intercalent des niveaux où l'on peut reconnaître des éléments gabbroïques (2a). En lame mince, ces niveaux apparaissent constitués pour l'essentiel d'amphibole verte à auréole pâle, de feldspath et de quartz en petits grains formant des yeux. Les dimensions des minéraux se répartissent en deux ensembles : de grands minéraux millimétriques d'amphiboles et de feldspaths, qui forment des éléments résistants, entourés de minéraux plus petits de même nature, auxquels s'ajoute le quartz, soulignant la schistosité. D'après ces différents caractères, on peut penser qu'il s'agit d'un ancien conglomérat à matrice riche en éléments de roches vertes et galets gabbroïques métamorphisés ultérieurement, ou d'une mylonite de gabbro, dont les minéraux originels auraient été réduits en cristaux plus petits par action mécanique dans les plans de schistosité, les seuls effets du métamorphisme étant la rétro-morphose des amphiboles vertes en amphiboles pâles (actinolitiques ?) sur leurs bordures ;
- (3) quelques mètres de marbres jaunes et noirs, en fines plaquettes ;
- (4) des schistes jaunes, fins, associés à des schistes verts et violets ;
- (5) un niveau riche en marbres assez massifs, à passées schisteuses non négligeables, formant relief dans cet environnement essentiellement schisteux ;
- (6) une épaisse formation de schistes jaunâtres, à quartz, chlorite verte ou brunâtre, épidote (mal cristallisée) et albite parfois de grande taille. Des calcschistes à calcite, phyllites brunâtres mal cristallisées, quartz et feldspaths (?) poecilolithiques s'y observent également.

Une coupe levée à l'Ouest de la précédente permet d'observer une succession comparable à celle du Kato-Prioni, avec, de bas en haut (au Sud des marbres triasico-jurassiques (1) ; fig. 242 B) :

- (2) des corps de serpentinites ;
- (3) des marbres gris, en bancs peu épais, équivalents des marbres supérieurs de la coupe précédente (1, fig. 242 A) ;
- (4) une passée de schistes verts et jaunes, à passées serpentineuses écrasées, témoin d'une tectonisation importante ;
- (5) des marbres gris, en bancs réguliers, d'épaisseur moyenne (20 à 50 cm) ;
- (6) un niveau de schistes verts et jaunâtres, riches en farine serpentineuse soulignant le contact tectonique, d'importance non déterminable ;
- (7) des marbres et cipolins gris à verdâtres, en plaquettes de 5 à 20 cm d'épaisseur, passant vers le Nord à une épaisse formation de calcaires marmoréens gris-verdâtres, constituant toute la presqu'île dite de Laimos. Les cipolins contiennent : calcite et dolomite ankéritique, mica blanc, chlorite verte (rare), quartz (rare) et des feldspaths parfois assez grands.

c2. Interprétation.

Les termes de comparaison les plus proches de la série du Kato Prioni sont les séries d'Ama liapolis (Othrys orientale) et de Trikkeri (partie méridionale de la presqu'île de Magnésie), situées respectivement à 8 km au NNW et à 10 km à l'Est.

La série de Kato Prioni ne montre pas les métaconglomérats à éléments carbonatés mais est, pour l'essentiel, constituée d'une formation de calcaires marmoréens gris-vert, en plaquettes, qui rappelle celle de la partie septentrionale de la presqu'île de Trikkeri. La base de la série du Kato Prioni, à passées serpentineuses écrasées, rappelle celles de la série d'Agios Kiriaki, à l'Ouest de Trikkeri, par exemple.

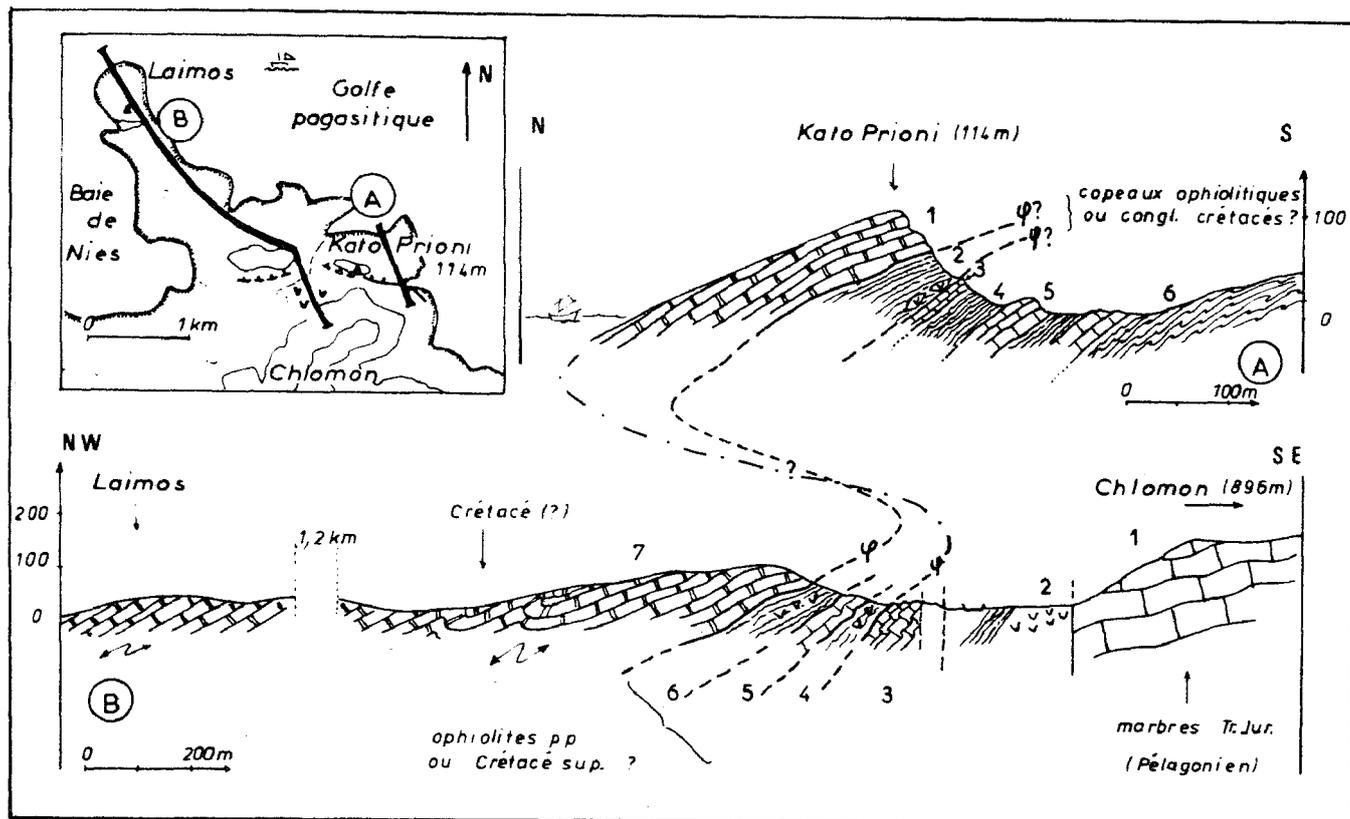


Fig. 242 - Séries métamorphiques rapportées au Crétacé. Coupes du Kato Prioni (Othrys orientale, à l'Ouest de Trikkeri).

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

Le problème majeur qui demeure est de déterminer si cette série représente la couverture transgressive normale, légèrement tectonisée, de la série pélagonienne du mont Chlomon en Othrys orientale, ou une unité chevauchante sur une série crétacée telle que celle d'Amaliapolis, disparue à l'affleurement sous l'effet des accidents tangentiels et verticaux. Un problème de même nature avait été posé pour les séries crétacées transgressives du secteur d'Argalasti (présence d'une série unique ou de deux unités tectoniques superposées ?), et pourrait être posé pour celles de Trikkeri (unité à mégabèches surmontée par l'unité des calcaires marmoréens gris-vert). L'absence du flysch sommital caractéristique entre les unités tectoniques rend cette hypothèse peu plausible, pour les séries de Trikkeri et d'Argalasti mais reste envisageable dans le cas de la série du Kato Prioni.

3. LE CRETACE (?) DU PELION MERIDIONAL : VARIATIONS LATERALES.

En dehors des affleurements précédemment décrits -région d'Argalasti et de Trikkeri- on note la présence de terrains métamorphiques conglomératiques, supposés d'âge crétacé, à l'Ouest de Mylina (cap Stavros, Petraki et île Alatas) où ils sont peu développés d'une part, et près de Lyri, à l'extrémité sud-orientale de la presqu'île de Magnésie, où ils occupent une surface relativement importante d'autre part.

a. LES AFFLEUREMENTS DE LYRI (SUD-EST DU PELION).

La quasi-totalité de l'extrémité sud-orientale du Pelion, dans le triangle compris entre les villages de Lyri et Agios Georgios à l'Est, et le mont Turgel à l'Ouest, est occupée par des corps d'ultrabasites et des formations souvent conglomératiques, que l'on peut rapporter au Crétacé supérieur (Ferrière, 1979).

a1. Coupes à proximité d'Agios Georgios : calcschistes jaunes, métaconglomérats.

a1.1. Le long de la piste qui part d'Agios Georgios, en direction de l'Ouest,

parallèlement à la côte, à quelques centaines de mètres de celle-ci, on observe successivement, d'Est en Ouest (fig. 243 A) :

- (1) des marbres gris, à passées rougeâtres, sur lesquels sont installés quelques maisons. Ils appartiennent très probablement au soubassement pré-ophiolitique (Trias-Jurassique ?) ;
- (2) un affleurement de roches de couleur verte, à schistosité plus ou moins bien exprimée, qui se révèle être constitué en partie de métaconglomérats à éléments pluricentimétriques de "roches vertes". Les "galets" sont, comme dans la majorité des cas observés dans le Pelion, formés de feldspath (albite), épidote (pistachite), chlorite et amphibole bleue ou bleu-vert. Les proportions de ces différents minéraux et leur taille sont très différentes d'un élément à l'autre ; lorsqu'ils sont de grande taille, on observe fréquemment des variations de teinte du cœur à la périphérie des amphiboles : vert-brun au cœur, bleu-vert pâle sur les bordures. La matrice qui enveloppe ces galets et qui se confond parfois avec eux, contient les mêmes cristaux en très petits grains, ainsi que du quartz et des opaques ;
- (3) vers 100 m d'altitude, dans les lacets du chemin, une alternance de niveaux décimétriques de serpentinite, de marbres jaunâtres en plaquettes et de marbres gris plus massifs ;
- (4) à 140 m d'altitude, vers la fin des lacets, un affleurement situé quelques dizaines de mètres au Nord de la piste, est caractérisé par sa richesse en métaconglomérats. S'y observent des marbres en plaquettes et calcschistes jaunes, des marbres gris à éléments de marbres et dolomies (élément d'âge trias-jurassique ?) et des métaconglomérats carbonatés noirs, à galets parfois bien conservés de marbres et dolomies à traces fossilifères, semblables aux formations triasico-jurassiques pélagoniennes du Pelion. Les calcschistes jaunâtres sont formés de calcite, dolomite, mica blanc, feldspath et quartz ; leur couleur pourrait être due à l'ankérite, mais la taille des grains rend la détermination difficile ;
- (5) un ensemble de marbres et calcschistes jaunes, en plaquettes, à passées conglomératiques à galets roulés ou débris anguleux, qui affleure au début du tronçon de piste plus ou moins rectiligne sur un kilomètre environ. Les faciès rappellent ceux de l'ensemble précédent (4) ;
- (6) des serpentinites reposant (normalement ou non) sur les niveaux (5) ;
- (7) et (8), à nouveau des marbres et calcschistes jaunes (7), à rares niveaux conglomératiques, mais qui reposent ici sur des marbres massifs gris-blanc, conglomératiques (8) à éléments de marbres et dolomies (Trias-Jurassique pélagonien) de grande taille (éléments pluridécimétriques) ;
- (9) des serpentinites recouvertes par l'ensemble précédent.

a1.2. Une coupe levée en bordure de mer, en partant d'Agios Georgios (fig. 243 B) vers le Sud-Ouest, permet d'observer dans de bonnes conditions la formation des marbres en plaquettes et calcschistes jaunâtres, peu conglomératiques ici, dans laquelle s'intercalent des marbres gris massifs et des corps de serpentinite. Un marbre prélevé sous les serpentinites montre en lames minces des "taches de serpentine" au sein de la calcite, sans qu'il soit possible de déterminer s'il s'agit d'une sorte de mylonite recristallisée ou d'un véritable conglomérat à galets serpentineux, ultérieurement métamorphisé. De ce fait, là encore, la signification du bloc de serpentinite (olistolithe, copeau tectonique, ou les deux) n'a pu être établie.

a1.3. En résumé, dans ces coupes complexes aux replis nombreux, les terrains supposés du Crétacé supérieur sont caractérisés par la présence des faciès suivants :

- des métaconglomérats schisteux à éléments de "roches vertes" (2) ;
- des marbres en plaquettes et calcschistes jaunâtres, à passées conglomératiques plus ou moins nettes (niveaux 3, 4, 5 et 7), qui représentent le terme le plus original de cette coupe ;
- des marbres massifs, conglomératiques, gris-blanc, riches en blocs de marbres et dolomies rappelant les faciès du Trias-Jurassique pélagonien (8).

La position particulière de certains corps de serpentinites (3 et 6 par exemple), pourrait être expliquée par des phénomènes tectoniques de type plis ou chevauchements.

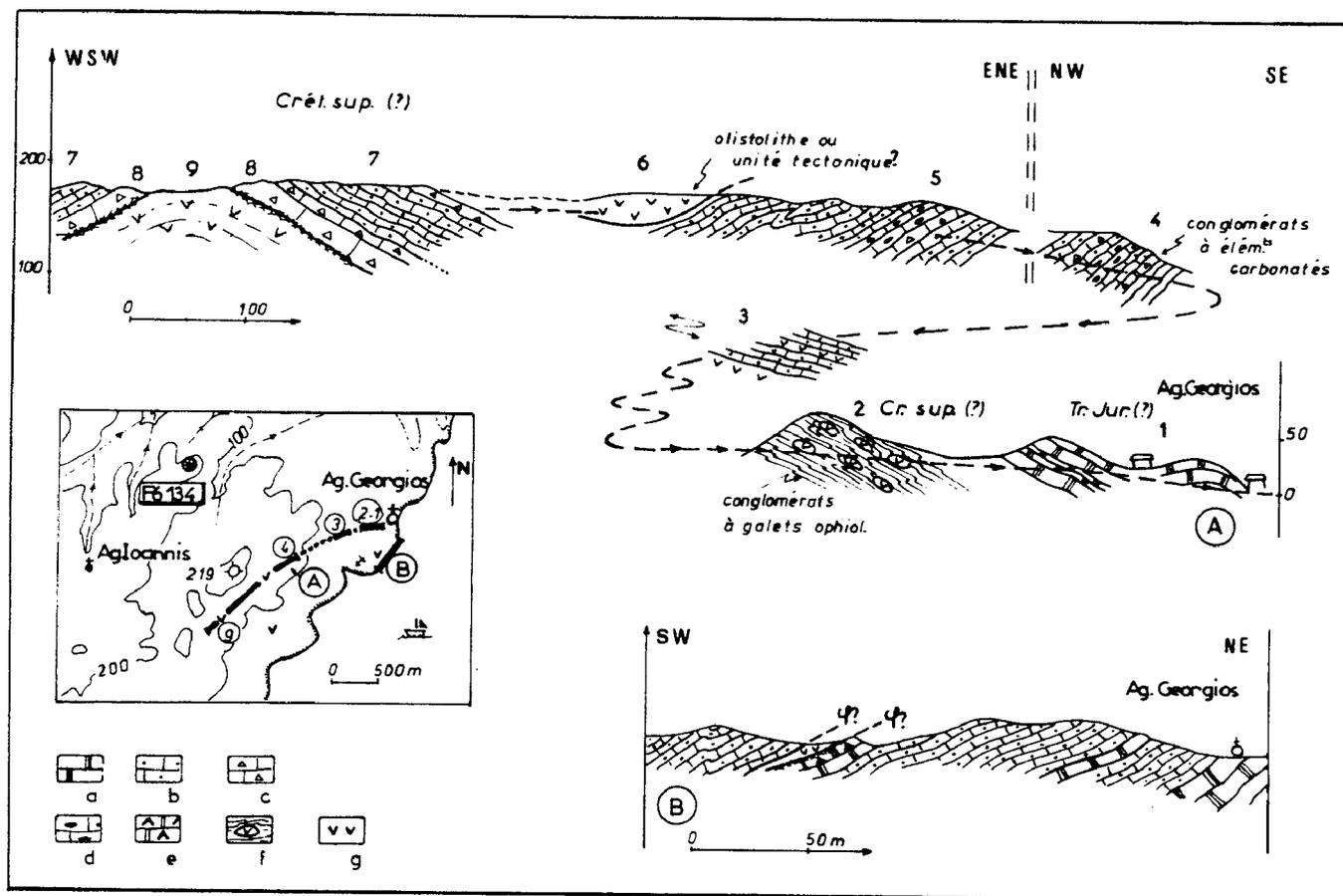


Fig. 243. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe d'Agios Georgios. C 11 m, fig. 231.
 a. marbres massifs. - b. marbres à ankrérite jaunâtres en plaquettes. - c et d. Conglomérats à éléments carbonatés. - c. bréchiques. - d. à galets arrondis. - e. marbre à traces serpentineuses (mylonites ?). - f. conglomérat schisteux à éléments ophiolitiques. - g. serpentinites.
 Numéros : voir texte.

a2. Coupe du mont Turgel (fig. 244).

Cette coupe, de direction NW-SE, recoupe la crête nord-orientale du mont Turgel, dans le secteur d'Agios Ioannis. Elle est située dans un secteur très tectonisé, et donc d'interprétation malaisée.

Sur un soubassement de type pélagonien (schistes ceillés (1) et marbres (2)) et des restes probables de série Est-pagasitique (3), affleurent des formations dont les termes supérieurs (6) sont bien reconnaissables : il s'agit des marbres en plaquettes de calcschistes jaunes à passées conglomératiques attribués au Crétacé. En revanche, la signification des formations sous-jacentes de schistes et serpentinites (4) ou de marbres et schistes (5) n'est pas claire ; l'ensemble (5) par exemple peut tout aussi bien représenter des restes d'unités tectoniques de l'édifice paléohellénique, que la base des séries supra-ophiolitiques supposées du Crétacé. La position des marbres conglomératiques massifs, à gros blocs de dolomies (8), en contact avec les calcschistes jaunes d'un côté, des serpentinites (7) de l'autre -par faille verticale ?- n'est pas plus évidente.

En résumé, cette coupe suggère qu'il puisse exister d'autres formations lithologiques -telles que (5)- que celles observées dans la coupe d'Agios Georgios, pour ce secteur sud-oriental du Pelion. Mais elle attire en outre l'attention sur la difficulté et le caractère souvent hypothétique des reconstructions lithostratigraphiques dans les séries métamorphiques, surtout dans des secteurs très boisés comme c'est le cas ici.

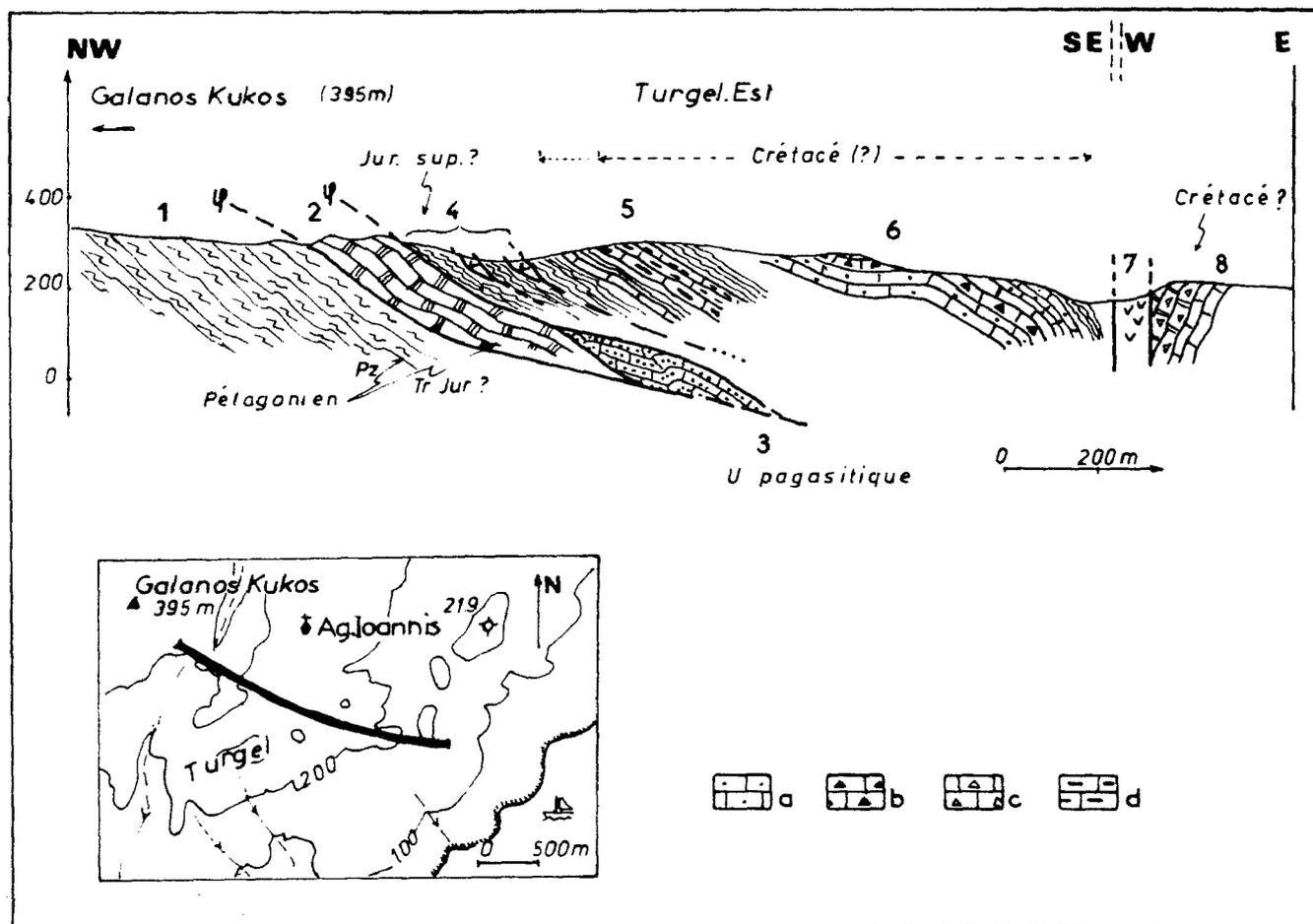


Fig. 244. - Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe du mont Turgel. C 12 m, fig. 231.

a. marbres jaunâtres en plaquettes. - b. marbres microbréchiques. - c. conglomérats à éléments carbonatés. - d. marbres siliceux.
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

b. LES AFFLEUREMENTS A L'OUEST DE MYLINA : DE L'ILE ALATAS AU CAP STAVROS.

Ces affleurements, restreints en superficie, représentent un jalon entre les affleurements orientaux d'Argalasti et de Lyri, et occidentaux de Trikkeri. Il s'agit de marbres gris conglomératiques à éléments dolomitiques blancs, qui reposent en général sur des schistes associés à des serpentinites. Ces marbres conglomératiques forment la partie méridionale de l'île Alatas, et les caps Petraki (9, fig. 221 B) et Stavros plus à l'Ouest ; ils sont nettement chevauchants vers le Nord-Est (île Alatas et cap de Petraki).

Ces faciès de marbres conglomératiques, notamment à Petraki, sont très proches de certains faciès bréchiques observés au sein des formations carbonatées métamorphiques du Trias-Jurassique pélagonien, près de Volos ou sur la route de Keramidi plus au Nord, par exemple. J'ai admis que ces faciès, situés à l'Ouest de Mylina, appartenaient au Crétacé, en raison de leur position au sein de la série -sur des schistes et serpentinites, et non dans des formations carbonatées épaisses- et pour des raisons de continuité latérale, ces faciès présentant également des affinités avec les termes de base des séries (crétacées ?) d'Argalasti et de Trikkeri.

D. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES.

1. LES ECHANTILLONS ANALYSES.

Les minéraux étudiés à la microsonde proviennent de trois échantillons différents (F5-562, F6-134, F6-263). Le choix de ces échantillons a été fait en fonction des considérations suivantes :

AMPHIBOLES (SERIES D'AGE CRÉTACE SUPERIEUR ? - PELION)									
Ech.	F5-562	F6-134	F6-134	F6-263	Ech.	F5-562	F6-134	F6-134	F6-263
Oxydes	1		2	1	atom.	1		2	
SiO ₂	55,03	55,09	54,20	54,21	Si	8,008	7,018	7,999	8,039
TiO ₂	0,05	-	-	0,30	AlIV		0,082	0,001	
Al ₂ O ₃	2,00	1,71	0,77	2,18		8,008	8,000	8,000	8,039
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	-	-	Ti	0,005	-	-	0,033
Fe ₂ O ₃	13,30	15,09	16,28	13,12	AlVI	0,343	0,208	0,133	0,381
FeO	10,39	5,53	6,36	10,78	Cr	0,007	0,002	-	-
MnO	0,08	0,04	0,04	0,39	Fe ³⁺	1,455	1,632	1,807	1,464
MgO	8,74	11,61	10,54	7,52	Fe ²⁺	1,265	0,665	0,785	1,337
CaO	0,26	0,20	0,07	0,52	Mn	0,010	0,005	0,005	0,049
Na ₂ O	7,43	7,77	6,78	6,65	Mg	1,896	2,487	2,318	1,662
K ₂ O	0,07	0,08	-	-		4,981	4,999	5,049	4,927
H ₂ O	2,06	2,09	2,03	2,02	Ca	0,041	0,031	0,011	0,083
TOTAL	99,46	99,23	97,07	97,70	Na	2,096	2,165	1,940	1,912
					K	0,013	0,015	-	-
						2,150	2,211	1,951	1,995
					OH	2,000	2,000	2,000	2,000

Tabl. III 32. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Amphiboles (base 0 = 23).

SERIES D'AGE CRÉTACE SUPERIEUR (?) - PELION											
FELDSPATHS (ALBITE)						MICAS BLANCS (PHENGITE)					CHLORITE
Ech.	F5-562	F6-134	F6-263	F6-263	F6-263	Ech.	F6-134	F6-263	F6-263	F6-263	F6-134
Oxydes	1		2	3		Oxydes	1	2	3		
SiO ₂	67,07	67,01	68,82	67,11	66,14	SiO ₂	49,62	47,58	51,07	50,72	28,71
TiO ₂	-	-	0,02	-	-	TiO ₂	0,06	0,07	0,01	0,15	0,02
Al ₂ O ₃	20,14	20,29	20,43	20,27	19,58	Al ₂ O ₃	26,52	22,09	24,08	23,31	19,16
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,02	0,02	(Cr ₂ O ₃)	(0,02)	(-)	(0,05)	(0,03)	0,76
Fe O*	0,06	-	0,07	0,08	-	Fe ₂ O ₃	4,41	8,09	6,64	5,80	-
MnO	-	-	-	0,11	0,14	FeO	-	-	0,39	0,79	8,68
MgO	0,03	-	-	-	-	MnO	-	0,13	0,23	0,06	-
CaO	0,03	-	0,04	0,03	0,02	MgO	4,10	5,77	3,72	3,78	27,71
Na ₂ O	11,30	11,05	10,63	11,47	11,51	CaO	-	0,06	-	-	0,03
K ₂ O	0,04	0,01	0,06	0,04	-	Na ₂ O	0,06	0,07	0,06	0,03	0,02
TOTAL	98,66	98,37	100,08	99,12	97,42	K ₂ O	10,58	10,22	10,48	10,83	-
Prop. atom.						H ₂ O	4,47	4,33	4,50	4,44	12,06
Si	2,967	2,968	2,988	2,959	2,969	TOTAL	99,83	98,41	101,17	99,91	97,26
Ti	-	-	0,0007	-	-	Prop. atom.	base 22 Oxygènes				
Al	1,050	1,059	1,045	1,054	1,036	Si	6,652	6,591	6,809	6,858	5,704
Cr	-	-	-	0,0007	0,0006	AlIV	1,348	1,409	1,191	1,142	Al: 4,487
Fe	0,002	-	0,003	0,003	-		8,000	8,000	8,000	8,000	
Mn	-	-	-	0,004	0,006	Ti	0,006	0,007	0,001	0,015	0,003
Mg	0,002	-	-	-	-	AlVI	28,42	2,198	2,592	2,573	Cr: 0,119
Ca	0,001	-	0,002	0,002	0,001	Fe ³⁺	0,445	0,843	0,665	0,590	1,460
Na	0,969	0,949	0,895	0,980	1,002	Fe ²⁺	-	-	0,044	0,090	-
K	0,002	0,001	0,003	0,002	-	Mn	-	0,015	0,026	0,007	-
TOTAL	4,993	4,977	4,937	5,005	5,014	Mg	0,819	1,191	0,739	0,762	8,206
Ab	99,64	99,91	99,41	99,62	99,90		4,112	4,255	4,067	4,036	
Or	0,22	0,09	0,36	0,22	-	Ca	-	0,009	-	-	0,006
An	0,14	-	0,23	0,16	0,10	Na	0,016	0,019	0,016	0,008	0,006
						K	1,809	1,806	1,782	1,868	-
							1,825	1,834	1,798	1,876	8,000
						OH	4,000	4,000	4,000	4,000	
						(Cr)	(0,002)	-	(0,005)	(0,004)	

Tabl. III 31. - Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Feldspaths (base 0 = 8) ; Micas blancs (base 0 = 22) ; Chlorite (base 0 = 28).
(Tabl. III 31 et 32 : Analyses à la microsonde électronique de Louvain ; analyste : Vautier).

a. FELDSPATHS (5 analyses ; tabl. III 31).

Les analyses effectuées ont toutes révélé la présence d'albite (Ab = 99,41 à 99,91).

b. MICAS BLANCS (5 analyses ; fig. 245 B et C et tabl. III 31).

Ce sont tous des micas blancs à tendance phengitique : Si > 6,7, Al faible et Fe + Mg forts par rapport aux muscovites typiques.

Dans les diagrammes proposés, ces micas occupent les mêmes champs que les micas blancs des séries pagasitiques et pélagoniennes sous-jacentes.

c. AMPHIBOLES (5 analyses ; fig. 245 A et tabl. III 32).

Les analyses ont été faites sur des amphiboles de teinte bleue supposées non détritiques. Il s'agit d'amphiboles sodiques mais celles-ci ne correspondent pas à du glaucophane s.s. ; ce sont notamment des Mg-riebeckites (F6-134).

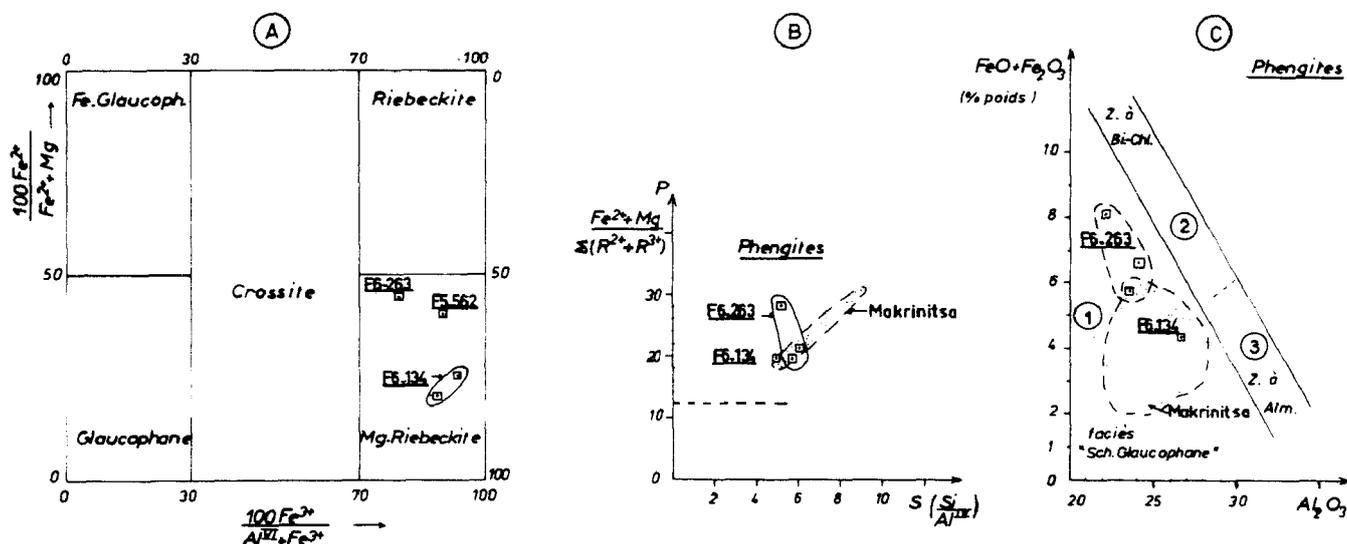


Fig. 245.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé.

A. Amphiboles (diagramme de Miyashiro, 1957). - B et C. Micas blancs (diagrammes de Graeser et Niggli, 1967, et de Miyashiro, 1973).

d. AUTRES MINÉRAUX.

Parmi les autres minéraux dus au(x) métamorphisme(s) postérieur(s) à la mise en place des ophiolites, on note la présence de chlorite verte (une analyse), de sphène, de pistachite, de tourmaline verdâtre et peut-être de grenat.

Les grenats : ceux-ci n'ont pas été reconnus dans les roches appartenant aux séries méta-conglomératiques mais dans des niveaux surmontant les ophiolites : dans des roches riches en serpentine (brèches ?) près de Glafire, au Nord de Volos, d'une part (F4-208, fig. 199), et dans des roches denses représentant probablement des poches d'altération des ophiolites ("Chapeau de Fer") près de Neochorion dans le Pelion central (F4-75 et F4-77 ; analyses globales, tabl. III 30). Dans le premier échantillon (F4-75), le grenat est associé à des amphiboles vert pâle à bleu-vert et du stilpnomélane (?) en rosette.

Si le premier cas (F4-208) est assez ambigu, le second (F4-75 et F4-77, fig. 231) montre qu'il s'agit bien d'un métamorphisme postérieur à l'altération des ophiolites et donc à leur mise en place tectonique d'âge jurassique terminal. Il s'agit très probablement d'un métamorphisme tertiaire, même si l'on ne peut exclure avec certitude l'existence d'une phase de recristallisation post-ophiolitique anté-Crétacé supérieur.

3. DISTINCTION DES PARAGENESES SUCCESSIVES.

L'étude des paragenèses métamorphiques des terrains décrits dans ce chapitre est particulièrement importante car elles sont les témoins des seuls événements tertiaires, dans la mesure où les terrains métamorphisés correspondent bien au Crétacé (supérieur)-Paléocène transgressif des zones internes; ce qui semble établi.

De ce fait, il est fondamental d'éliminer toute cause d'incertitude, et notamment les échantillons appartenant à des séries douteuses quant à leur âge, et de bien différencier les minéraux pouvant témoigner de paragenèses antérieures (minéraux détritiques isolés tels que les nombreuses amphiboles des métaconglomérats, minéraux des galets, mais parfois aussi d'olistolithes dans les formations détritiques, etc...). En conséquence, les plus intéressantes sont les roches les moins détritiques, telles que certains marbres fins ou cipolins; malheureusement, ces roches montrent des paragenèses peu significatives, alors que les schistes à composant détritique souvent important présentent des paragenèses à amphiboles particulièrement belles.

a. QUELQUES EXEMPLES SIGNIFICATIFS.

a1. Coeur du synclinal d'Argalasti.

Au Nord du monastère Paou : calcschistes (F5-510, fig. 237 A) à foliation (S1) reprise par une schistosité de fracture (S2) :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, quartz, mica blanc, épidote (pistachite), minéraux opaques et peut-être chlorite verte ;

- minéraux d'origine non déterminée (paragenèse principale ou minéraux détritiques) : des petites amphiboles bleu-vert ou bleues parfois entourées par un liseré brunâtre.

A l'Est d'Argalasti (carrefour des routes de Xinovrissi et de Paltsi) : marbre à phyllites (F5-558) :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, quartz, albite (?), mica blanc, minéraux opaques, amphibole bleue (pléochroïsme : violet, bleu, incolore) en très fines aiguilles, chlorite verte (p.p. tardive ?) ;

- minéraux d'origine détritique possible : amas ankéritiques et certaines taches de chlorites (?).

A l'Ouest d'Argalasti, en bordure de mer (plage sous le monastère Paou) : calcschiste jaunâtre associé à des métaconglomérats à éléments carbonatés (F5-562, fig. 238) :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, quartz, chlorite vert-brun, sphène et amphibole bleue à pléochroïsme : violet, bleu, incolore (cf. analyse à la microsonde) ;

- autres minéraux : une partie du quartz est probablement d'origine détritique.

a2. Presqu'île de Trikkeri.

Flanc Nord du mont Chondrorachi : calcschiste (F5-373, fig. 241) situé entre les calcaires marmoréens gris-vert en plaquettes et les métaconglomérats à galets de "roches vertes" :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, albite, chlorite verte, mica blanc (rare), épidote, sphène et minéraux opaques ;

- autres minéraux : certains gros grains d'épidote très altérés pourraient être d'origine détritique, ainsi qu'une amphibole incolore.

A l'Est de Kottes, entre le lacet le plus oriental de la nouvelle piste et la baie de Kottes : calcschiste intercalé dans des marbres (F6-263, fig. 239 A) :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, quartz, albite, chlorite verte, mica blanc, amphibole bleue (cf. analyse microsonde).

Au Nord-Est de Trikkeri, les échantillons F6-255 et F6-256 montrent les mêmes paragenèses que F6-263. Cependant, F6-255 est beaucoup plus conglomératique et contient des éléments détritiques dont des galets ankéritiques.

a3. Secteur de Lyri à l'Est de Platania (Pelion sud-oriental).

Au Sud-Ouest de Lyri, sur le chemin d'Agios Ioannis : marbre jaunâtre (F6-134, fig. 231 et carte fig. 243), associé à des métaconglomérats à éléments carbonatés :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, albite, chlorite verte, mica blanc et amphibole bleue très belle (cf. analyse microsonde) ;
- minéraux détritiques : les amphiboles de grande taille et de couleur vert pâle, certains grains carbonatés. Les amphiboles détritiques sont auréolées d'amphibole bleue qui cristallisent aussi dans les fissures des premières citées.

a4. Secteur de Melissatika, au Nord de Volos.

Dans ce secteur, le caractère détritique des différentes formations lithologiques est très accentué, ce qui rend difficile la distinction des minéraux constituant des paragenèses d'âge tertiaire, plus encore que dans les secteurs précédemment signalés.

A l'Ouest de Volos, en bordure de la nouvelle route Volos-Velestinon : calcschiste violet (à *Globotruncana* ?) :

- minéraux de la paragenèse principale : calcite, quartz, mica blanc, chlorite verte, minéraux opaques.

Au Sud des ruines de Kakavos, au Nord-Ouest de Volos : marbre verdâtre associé au métaflysch (F4-346, carte fig. 234) :

- paragenèse principale : calcite, quartz, albite, chlorite verte, épidote (pistachite) et amphibole bleu-vert ou bleue ;
- minéraux "hérités" : certaines plages constituées de quartz, d'albite et d'épidote pourraient appartenir à des éléments détritiques.

Sur le chemin entre Melissatika et Kakavos : marbre verdâtre situé sous le métaflysch (F5-96, F5-98 ; fig. 234) :

- la paragenèse principale est la même que la précédente mais s'y ajoutent de grandes amphiboles détritiques vert pâle ou vert-brun auréolées d'amphibole bleutée.

Les "schistes verts et violets" du secteur de Melissatika et Komatika :

- les schistes violets (F3-657, F5-114 ; fig. 235) sont constitués, pour l'essentiel, de minéraux opaques, d'amphibole bleu-vert et chlorite verte, associés aux minéraux suivants : calcite, quartz, épidote ;

- les schistes verts à lits bleutés (F5-113, F5-115 ; fig. 235) sont formés de : quartz, calcite, albite, épidote (pistachite) et d'amphibole bleue ou bleu-vert. De grandes amphiboles brunâtres ou vert pâle détritiques, isolées ou groupées, s'ajoutent à cette association.

b. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS.

b1. Analyse des relations entre minéraux.

Les minéraux poecilites sont très rares et peu caractéristiques ; c'est le cas notamment pour les albites et les épidotes des formations considérées. Les pseudomorphoses et croissances minérales (minéraux zonés, auréoles...) sont en revanche plus intéressantes et plus spécialement dans le cas des amphiboles.

b1.1. Les amphiboles.

L'observation au microscope révèle la présence de très nombreuses amphiboles dans les échantillons du Pelion provenant des séries rapportées au Crétacé supérieur transgressif. Globalement ces amphiboles sont de taille et de teinte -et donc de composition chimique- très variées : certaines sont très grandes, d'ordre centimétrique, alors que d'autres atteignent à peine 0,1 mm. Les petites amphiboles sont en général bleues ou bleu-vert mais certaines sont vert pâle à incolores, alors que les grandes sont de couleur verte ou vert-brun au cœur et de teinte variable à leur périphérie.

b1.1.1. Les amphiboles en grands cristaux.

Elles sont isolées ou en amas pluricentimétriques (petits galets) et montrent les zonations suivantes du coeur à la périphérie :

Amph. vert-brun (a) ¹ → amph. vert pâle (b) ² → amph. bleu-vert ou bleue (c)

Les amphiboles vert-brun sont incontestablement d'origine détritique et proviennent même, très probablement, des unités ophiolitiques. Il est plus difficile de déterminer si la cristallisation de l'amphibole vert pâle a eu lieu lors d'une phase tertiaire ou d'une phase antérieure au Crétacé supérieur (métamorphisme océanique et/ou phase paléohellénique). La dernière auréole de teinte bleu-vert ou bleue est très certainement d'âge tertiaire puisqu'il s'agit de la dernière transformation observée et que des amphiboles de même teinte, non détritiques, existent dans les formations métaconglomératiques à galets ophiolitiques rapportées au Crétacé supérieur.

b1.1.2. Les amphiboles en petits cristaux.

Il s'agit d'amphiboles vert pâle, bleu-vert ou bleues et plus rarement incolores. Elles sont en général disposées parallèlement à la foliation et présentes dans les lits de mica blanc et de chlorite verte, ou isolées au sein des masses calcitiques (cas des calcschistes).

Les amphiboles bleu-vert ou bleues : elles sont en général associées à la foliation principale et ne semblent pas représenter une partie importante des amphiboles détritiques.

Les amphiboles vert pâle ou incolores :

- parmi les amphiboles vert pâle isolées au sein des associations minéralogiques constituant les échantillons considérés, certaines sont entourées d'un liseré d'oxydes de fer et fréquemment brisées, alors que d'autres paraissent limpides et non affectées de cassures. Les premières sont, sans aucun doute, d'origine détritique alors que les secondes peuvent appartenir aux paragenèses tertiaires ;

- des amphiboles vert pâle, en fines aiguilles, abondent dans les microgalets des métaconglomérats. Il s'agit parfois de paragenèses antérieures à la formation de ces conglomérats, comme dans les ensembles détritiques du Chalkodonia oriental (cf. 2e partie) ; parfois l'orientation des aiguilles d'amphibole est globalement conforme, à l'échelle de la lame mince, à celle des minéraux du ciment ou de la matrice. Ce dispositif peut s'expliquer en admettant que les microgalets ont subi des cristallisations ou des recristallisations majeures au Tertiaire ;

- le problème des amphiboles incolores (non pléochroïques) se pose un peu dans les mêmes termes que celui des amphiboles vert pâle mais elles sont moins abondantes et paraissent être essentiellement d'origine détritique (à partir des ophiolites, par exemple...).

b1.2. Les autres minéraux.

b1.2.1. Minéraux d'origine détritique.

Les pyroxènes : ils sont rares et proviennent de l'érosion des ophiolites. Ils sont faiblement altérés en amphibole vert pâle à incolore.

Parmi les autres minéraux détritiques, on peut citer des micas blancs (ex. : métaflysch supérieur de Melissatika), du quartz et probablement des épidotes. Ils sont en général peu altérés, en dehors des épidotes qui montrent des transformations, en grains d'épidote plus petits que le minéral initial.

b1.2.2. Minéraux nés lors des recristallisations métamorphiques tertiaires.

Ce sont les minéraux qui constituent la foliation principale des roches provenant des formations attribuées au Crétacé supérieur. Outre les amphiboles bleues et bleu-vert ou à la rigueur vert pâle, on peut citer : quartz, calcite, mica blanc, pistachite, tourmaline, chlorite, oxydes de fer.

Ces minéraux sont peu altérés. Le seul phénomène important pourrait être une chloritisation tardive par rapport à la paragenèse principale.

b1.2.3. Rappel.

Des poches d'altération développées dans les péridotites serpentinisées de Neochorion contiennent de l'amphibole verdâtre, du stilpnomélane (?) et du grenat en très petits grains. Cette paragenèse est très probablement d'âge tertiaire puisque postérieure aux ophiolites, mais pourrait être à la rigueur due à une phase paléohellénique tardive, bien que cela soit improbable.

b2. Les relations entre minéraux et structures tectoniques.

Cette analyse se heurte à un certain nombre de difficultés : la distinction entre minéraux protérogènes et de néogenèse métamorphique n'est pas toujours évidente, et les surfaces ou lignes de référence correspondant aux objets déformés sont souvent mal définies dans les faciès détritiques grossiers.

La plupart des plis visibles reprennent la foliation et donc la schistosité principale (S1) et sont associés à une schistosité (S2) de fracture ou de flux soulignée par quelques micas blancs ou chlorites réorientés et/ou de néogenèse. Ces plis, de direction axiale transverse (b2) ou subméridienne (b3 ?), ne sont cependant pas accompagnés d'une belle schistosité de crénulation comme c'est fréquemment le cas dans les formations lithologiques antérieures au Crétacé supérieur.

La foliation principale (S1) n'a pu être reliée avec certitude aux différents ensembles de plis reconnus. Des plis nettement synschisteux transverses (directions axiales NE-SW à E-W) pourraient être contemporains de cette phase majeure de métamorphisme tertiaire ; malheureusement, les faciès où ces plis ont été reconnus sont essentiellement carbonatés, si bien qu'il est difficile de déterminer s'ils sont véritablement liés à la paragenèse principale à mica blanc et amphibole bleue.

c. BILAN : LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES SUCCESSIVES.

c1. Les minéraux protérogènes.

Il s'agit principalement de minéraux détritiques d'origine éruptive, ophiolitique surtout, mais aussi sédimentaire ou métamorphique (quartz, mica blanc, etc...).

L'essentiel de ces minéraux est représenté par des amphiboles de taille variée et de teinte verdâtre à vert-brun, isolées ou réunies au sein de galets remaniés, provenant très probablement des ophiolites sous-jacentes.

Parmi les autres minéraux détritiques, on peut citer :

- des pyroxènes, d'origine éruptive ;
- du quartz, des épidotes et des micas blancs d'origine souvent indéterminée.

c2. La première phase de recristallisation (C.S.1).

Cette phase, dont l'âge tertiaire est plus que vraisemblable, est caractérisée par les minéraux suivants : quartz, calcite, mica blanc, amphibole bleue et bleu-vert, ou parfois vert pâle, pistachite, tourmaline, sphène, oxydes de fer et chlorite abondante souvent tardive.

Les paragenèses réellement exprimées, déjà signalées dans les exemples décrits précédemment (même paragraphe, *cf. supra*), marquent la schistosité principale des roches (S1).

c3. Les événements postérieurs à la première association.

Ils sont peu marqués au niveau minéralogique :

- certaines chlorites semblent tardives par rapport aux micas blancs et aux amphiboles de l'association (C.S.1) ;
- des chlorites et des micas blancs recristallisent et/ou se réorientent dans les plans d'une deuxième schistosité souvent peu nette (S2).

E. CONCLUSIONS SUR LES TERRAINS METAMORPHIQUES DU MASSIF DU PELION ATTRIBUES AU CRETACE SUPERIEUR.

1. ARGUMENTS EN FAVEUR DE L'AGE CRETACE SUPERIEUR DES TERRAINS CONSIDERES.

a. LES FOSSILES.

Il s'agit très probablement de *Globotruncana*, mais dans un cas (au Nord de Volos) ceux-ci sont très recristallisés et dans l'autre cas (près d'Argalasti), la taille de l'individu paraît très petite.

b. LES FACIES.

La nature (métaconglomérats, flysch) et les successions de faciès observés dans le Pelion présentent des ressemblances indiscutables avec les séries crétacées de Velesinon (pour les séries septentrionales de Melissatika) d'une part, avec les séries crétacées d'Othrys orientale (pour les séries méridionales d'Argalasti-Trikkeri) d'autre part. Il s'agit donc bien du Crétacé supérieur transgressif caractéristique des séries des "zones internes" helléniques au sens de Brunn (1956).

2. LITHOSTRATIGRAPHIE.

Les principales séries reconnues ont été reportées sur la figure synthétique ci-dessous (fig. 246). Elles sont caractérisées par des faciès essentiellement détritiques au Nord, plus carbonatés au Sud-Ouest. La reconstitution des séries originelles se heurte à un certain nombre de difficultés que nous rappellerons après avoir résumé succinctement les caractéristiques faciologiques.

a. LES FACIES.

a1. Les métaconglomérats à éléments centimétriques ou plus grossiers.

Ce sont des faciès très caractéristiques qui permettent d'établir des comparaisons avec les séries sédimentaires. Ils comprennent :

- les métaconglomérats à éléments ophiolitiques : ils existent aussi bien au Nord qu'au Sud du Pelion. La nature des éléments est variée ; les gabbros semblent les plus fréquents mais les galets de roches effusives ou de serpentinites sont parfois abondants. Les éléments les plus importants en taille atteignent plusieurs dizaines de centimètres (30 cm environ à l'Ouest d'Argalasti). Ces métaconglomérats passent à des niveaux détritiques fins, carbonatés ou non, souvent verdâtres. Par ailleurs, de véritables olistolithes ophiolitiques se sont probablement resédimentés dans ces séries au Crétacé supérieur (cf. coupes du monastère Paou, près d'Argalasti ; 3 et 6, fig. 237) ;

- les métaconglomérats à éléments carbonatés et ciment calcitique : ils ne sont représentés que dans la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie (Argalasti, Trikkeri, Lyri). Ces métaconglomérats montrent le plus souvent des éléments anguleux, blancs ou jaunâtres, dolomitiques, au sein d'un ciment de calcite cristalline qui donne à la roche une teinte gris-bleuté. Ces métaconglomérats ne doivent pas être confondus avec certains éboulis consolidés à ciment parfois cristallin, ni avec certaines brèches sédimentaires présentes au sein des niveaux carbonatés massifs triasico-jurassiques des séries pélagoniennes. Ils semblent correspondre aux méga-brèches du Sénonien inférieur intercalées dans les séries crétacées d'Othrys orientale (secteur de Pelasgia et d'Amaliapolis), dont les éléments proviennent très certainement des niveaux carbonatés triasico-jurassiques pélagoniens.

a2. Les métaflyschs.

Ils représentent la partie sommitale des séries Crétacé supérieur transgressives et n'affleurent que dans les secteurs les plus occidentaux : au Nord et au NNW de Volos d'une part, dans l'île de Paleotrikkeri, d'autre part. La présence de niveaux particuliers (graywackes)

au sommet du flysch dans ce dernier secteur conduit à envisager diverses hypothèses quant à la position des corps ophiolitiques qui le surmonte : chevauchement tertiaire d'ophiolites mésozoïques, olistolithes ou même -ce qui me paraît très improbable- obduction d'ophiolites tertiaires, selon l'hypothèse de Jacobshagen *et al.* (1977).

a3. Les faciès carbonatés à grain fin.

On y distingue :

- les faciès carbonatés fins, dépourvus ou presque de matériel détritique. Ils constituent d'épaisses formations au Nord du monastère Paou, près d'Argalasti d'une part (5, fig. 237) et surtout au Nord de Trikkeri (1, fig. 241).

On peut également citer les formations carbonatées en plaquettes, de teinte jaunâtre, abondantes dans le Pelion sud-oriental près de Lyri (3 à 5, fig. 243 A) ;

- les faciès carbonatés détritiques à grain fin, souvent associés aux précédents, qui comprennent :

- + des calcaires marmoréens, verts, à nombreuses amphiboles détritiques. Présents près d'Argalasti et surtout dans le secteur de Melissatika, ils sont tout à fait comparables à ceux de la série crétacée de Velestinon ;
- + des calcaires recristallisés en plaquettes, jaunâtres, à éléments détritiques carbonatés, intercalés dans des niveaux carbonatés fins de même teinte, dans le secteur de Lyri notamment. Ils contiennent des éléments détritiques provenant probablement des termes triasico-jurassiques pélagoniens.

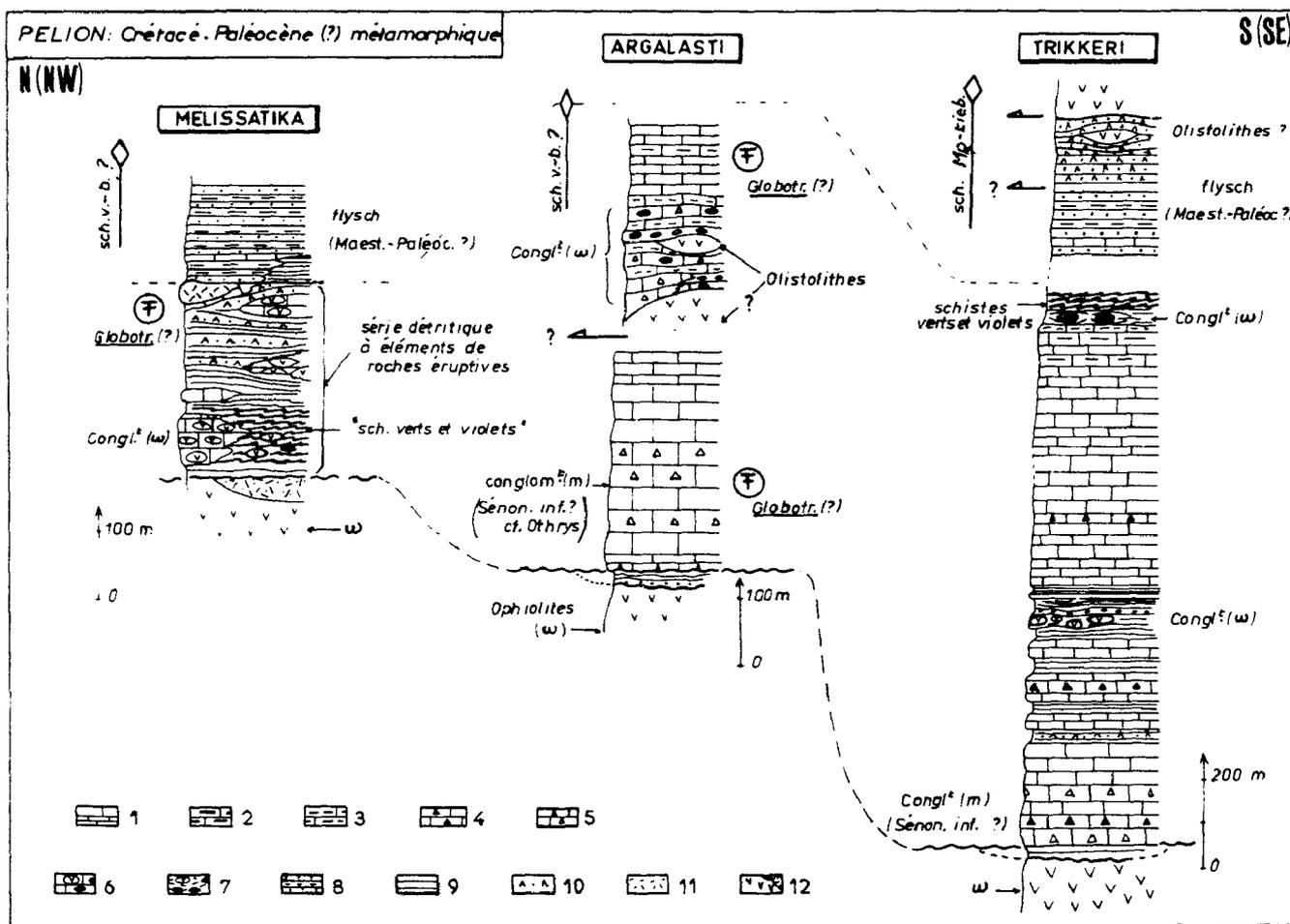


Fig. 246.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Colonne lithostratigraphique synthétique (situation sur figure 231).

1. marbres gris ou blancs massifs (a) ou en plaquettes (b).
2. marbres à lits siliceux.
3. marbres à phyllosilicates.
4. marbres microbréchiques.
- 5 et 6. Conglomérats carbonatés.
5. à éléments carbonatés (d'origine pélagonienne s.s. ?).
6. à éléments ophiolitiques serpenteux (V) ou autres (ovales pleins).
7. conglomérats schisteux à éléments ophiolitiques id° 6.
8. méta-flysch.
9. schistes divers.
10. graywackes, métatufs et metabasites ? (chevauchement et/ou resédimentation ?).
11. corps effusifs.
12. serpentinites et effusif-filonien ophiolitiques.

a4. Les "schistes verts et violets".

Ces niveaux schisteux, bien visibles dans le secteur de Melissatika mais aussi à l'extrémité septentrionale de la presqu'île de Trikkeri, se caractérisent par des couleurs variées qui se répartissent en bandes d'épaisseur pluricentimétrique. Divers types de roches composent cet ensemble :

- des niveaux violacés indurés, riches en quartz, minéraux opaques et parfois amphibole bleue ; localement, ils rappellent des jaspes ("métacherts") ;
- des niveaux schisteux verts, riches en épidote ;
- enfin, des roches éruptives qui apparaissent sous forme de galets ou d'ensembles plurimétriques intercalés dans la série, mais qui sont parfois très transformées et difficiles à différencier des autres niveaux schisteux. Ces termes éruptifs sont variés et comprennent des roches grenues, effusives ou "filoniennes".

Cet ensemble pourrait correspondre à une formation détritique non carbonatée, à galets et olistolithes de roches éruptives ; certaines roches d'origine sédimentaire pourraient également y être resédimentées. Le problème de l'importance des resédimentations se pose dans les mêmes termes que pour la série crétacée de Velestinon (cf. 2e partie, chapitre V : Crétacé inférieur p.p.-Éocène inférieur) où un ensemble de roches éruptives, surmonté là aussi par le flysch, a pu être -à titre d'hypothèse- assimilé à un vaste olistolithe.

Naturellement, d'autres faciès schisteux ou carbonatés existent, mais ceux qui ont été rappelés ci-dessus sont à la fois les plus abondants et, me semble-t-il, les plus caractéristiques.

a5. Les roches éruptives.

Elles sont abondantes mais toutes ont été considérées comme étant resédimentées (ou localement incorporées tectoniquement) dans les séries d'âge (supposé) crétacé-éocène, bien que certaines présentent des allures de sills ou de coulées parfois troublantes (fig. 233).

b. LES SERIES (fig. 246).

Les séries du secteur de Melissatika, comparables à celles de Velestinon, sont caractérisées par la prédominance des faciès détritiques (carbonatés ou non) à éléments ophiolitiques. Elles se terminent, comme toutes les séries crétacées des zones internes, par un flysch.

Un certain nombre de particularités caractérisent les séries crétacées méridionales, mais des problèmes restent posés quant à leur nature exacte.

Parmi les particularités observées, par rapport à la série de Melissatika, on peut citer la présence des métaconglomérats à éléments carbonatés et celle des marbres gris-vert en plaquettes au Nord de Trikkeri, sous des métaconglomérats à éléments éruptifs, eux-mêmes recouverts (très probablement) par le flysch.

Les problèmes qui subsistent concernent l'appartenance des métaconglomérats à éléments carbonatés aux séries à métaconglomérats à débris ophiolitiques. On peut en effet envisager qu'il s'agisse là de deux séries crétacées superposées tectoniquement ; cependant, les observations faites dans la presqu'île de Trikkeri conduisent plutôt à abandonner cette hypothèse. Ainsi, les séries d'Argalasti et de Trikkeri comporteraient de bas en haut, des formations carbonatées riches en métaconglomérats à éléments carbonatés, puis des formations à niveaux métaconglomératiques contenant surtout des éléments ophiolitiques, des marbres en plaquettes (peu épais à Argalasti, épais à Trikkeri), et enfin, au Nord de Trikkeri, des métaconglomérats à éléments éruptifs surmontés par le flysch sommital.

c. SIGNIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE.

Les faciès et les séries observés, ainsi que le contexte géologique dans lequel ils s'observent, montrent qu'il s'agit de séries crétacées-paléocènes transgressives, caractéristiques des zones internes helléniques.

Dans le détail, un fait intéressant apparaît : la répartition des conglomérats à éléments carbonatés en Othrys et dans le Pelion se fait selon une bande transversale de direction NE-SW (fig. 177, 2e partie).

2. LE METAMORPHISME.

a. AGE.

Aucune datation absolue n'a été faite sur les minéraux de ces séries, en général de très petite dimension et pour partie détritiques. Etant donné l'âge (présumé) de ces séries, les paragenèses métamorphiques sont très certainement tertiaires. C'est là un point d'importance dans l'étude des terrains métamorphiques du Pelion.

b. LES PARAGENESES.

La paragenèse principale observée est de type schistes verts à amphibole bleue. Elle est constituée de : quartz et/ou calcite, albite, épidote (pistachite), mica blanc (phengite), chlorite et amphibole. Parmi les amphiboles, il convient de séparer celles, parfois isolées et bien conservées, qui sont d'origine détritique, de celles qui caractérisent la paragenèse métamorphique. Cela est souvent délicat mais il est certain que figurent parmi ces dernières des amphiboles bleues, et avec une moins grande certitude, certaines amphiboles vert pâle. Les amphiboles bleues analysées ne sont pas des glaucophanes s.s. mais des Mg-riebeckites.

De nombreux autres minéraux reliques, essentiellement d'origine éruptive, s'observent en outre dans ces faciès.

L'un des problèmes majeurs restant à résoudre est de déterminer si les paragenèses à glaucophane-lawsonite des "schistes de Makrinitza" sont contemporaines de cet événement tectono-métamorphique tertiaire.

c. REMARQUE.

Pour Wallbrecher (1982, Edinburgh, abstracts), le métamorphisme à Mg-riebeckite-crossite-glaucophane de l'unité Est-pagasitique (éohellénique) serait de même type que celui du Crétacé supérieur et donc d'âge tertiaire : l'ensemble aurait été transporté tardivement sur l'unité pélagonienne (du Pelion Sud) supposé avoir subi un métamorphisme différent à biotite et almandin. En fait, ces paragenèses à biotite-almandin ne sont probablement pas alpines mais paléozoïques (tabl. III-18) et lorsque le chimisme est favorable, des amphiboles bleues de type Mg-riebeckite apparaissent dans les niveaux schisteux (à metabasites) intercalés dans les marbres pélagoniens (fig. 208).

Dans la présentation orale de cette publication faite par Jacobshagen (Edinburgh, 1982), les paragenèses à Mg-riebeckite-crossite-glaucophane ont été rapportées (avec doute) aux phases paléohelléniques.

Ces hésitations sont révélatrices du problème de fond qui se pose dans l'ensemble du Pelion quant à la distinction des recristallisations tertiaires et paléohelléniques dans les unités situées sous les niveaux crétacés.

100

100

100

100

100

LE MASSIF DE VELANIDIA

I. PRESENTATION

Le massif métamorphique, de forme subrectangulaire à trapézoïdale, qui culmine au mont Velanidia (533 m), représente une superficie relativement modeste. Sa longueur, dans le sens Est-Ouest, est comprise entre 12 et 16 km et sa largeur, dans le sens Nord-Sud, de 6 à 11 km. Il est bien défini du point de vue morphologique du fait de la présence du golfe pagasitique à l'Est et au Sud, et de dépressions nettement marquées au Nord, entre Volos et Velestinon, et à l'Ouest, entre Velestinon et Microthive (fig. 185 et 256).

Du point de vue géologique, ce massif est surtout caractérisé par la présence d'une formation très épaisse de "schistes ocellés feldspathiques", qui occupe à peu près la moitié de la superficie totale, mais aussi par une structure tectonique surprenante, "la fenêtre de Dimini", au sein de laquelle affleurent des terrains peu métamorphiques.

A. HISTORIQUE.

Il n'existe, à ma connaissance, aucune étude relative à ce secteur, antérieure à 1970. Sur la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954), cette région est représentée sous le figure des schistes cristallins, mis à part deux petits secteurs où sont signalés des marbres, au Sud-Est de Dimini d'une part, près de Seskulon (= Sesklo) d'autre part.

La présence de bauxites a été reconnue par Tataris (1971), à l'Est et à l'Ouest du massif de Velanidia, respectivement dans les marbres de la colline Magoula (58 m) et près du sommet Kastani (528 m). Cet auteur envisage que les marbres à bauxites puissent être mésozoïques, mais il n'apporte aucune précision sur les séries et la structure tectonique du secteur. Par rapport à la carte à 1/500 000, il note toutefois que les schistes surmontent les marbres à bauxites et établit de ce fait une équivalence -erronée me semble-t-il- avec les schistes situés au Nord de Volos. Cette hypothèse sera développée par Frost (1976).

Pour ma part, j'ai tout d'abord distingué, dans une étude préliminaire de ces régions, deux unités tectoniques fondamentales représentées par les séries de Dimini à la base et de Seskulon au sommet, pour lesquelles j'ai proposé des reconstitutions lithostratigraphiques conduisant à l'établissement d'équivalences possibles avec les séries métamorphiques ou sédimentaires connues dans le Pelion et en Othrys (Ferrière, 1976 a).

A cette occasion, j'ai insisté sur la nécessité d'envisager l'existence de structures tectoniques précoces anté-Crétacé supérieur, pour expliquer l'ensemble du secteur métamorphique compris entre les méridiens de Volos et de Velestinon, sans toutefois pouvoir limiter précisément ces unités dues aux phases paléohelléniques.

Par la suite (Ferrière, 1978, 1979 b), j'ai subdivisé l'unité de Seskulon en deux unités supposées résulter de ces phases précoces : l'unité de Paliouri d'affinité pélagonienne et l'unité pagasitique occidentale sus-jacente représentée par la série de Seskulon s.s. plus "pélagique", et rapprochée pour ces différentes raisons (tectoniques et faciologiques) des séries maliaques d'Othrys. En l'absence de fossiles, l'importance attribuée à ce contact tectonique reste du domaine de l'hypothèse ; la discussion de ce problème sera faite dans les conclusions générales relatives au massif de Velanidia.

B. PLAN ADOPTE.

Je décrirai les différentes séries lithostratigraphiques observées en suivant l'ordre de superposition des unités tectoniques observées sur le terrain, en commençant par les unités les plus basses structurellement.

C'est ainsi que j'envisagerai successivement (fig. 185, 247 et 256) :

- les séries peu métamorphiques de la fenêtre de Dimini (série de Dimini) ;
- la série métamorphique de l'unité de Paliouri (série de Paliouri) ;
- les séries métamorphiques de l'"Unité pagasitique occidentale" (séries Ouest-pagasitiques, dont la série de Seskulon) ;
- les séries particulières situées en bordure du massif de Velanidia, dont les séries de la zone tectonique complexe d'Agios Georgios, couverture transgressive probable de la série de Seskulon (série d'Agios Georgios).

Enfin dans les conclusions finales, j'analyserai les diverses hypothèses concernant la signification des différentes séries du massif de Velanidia.

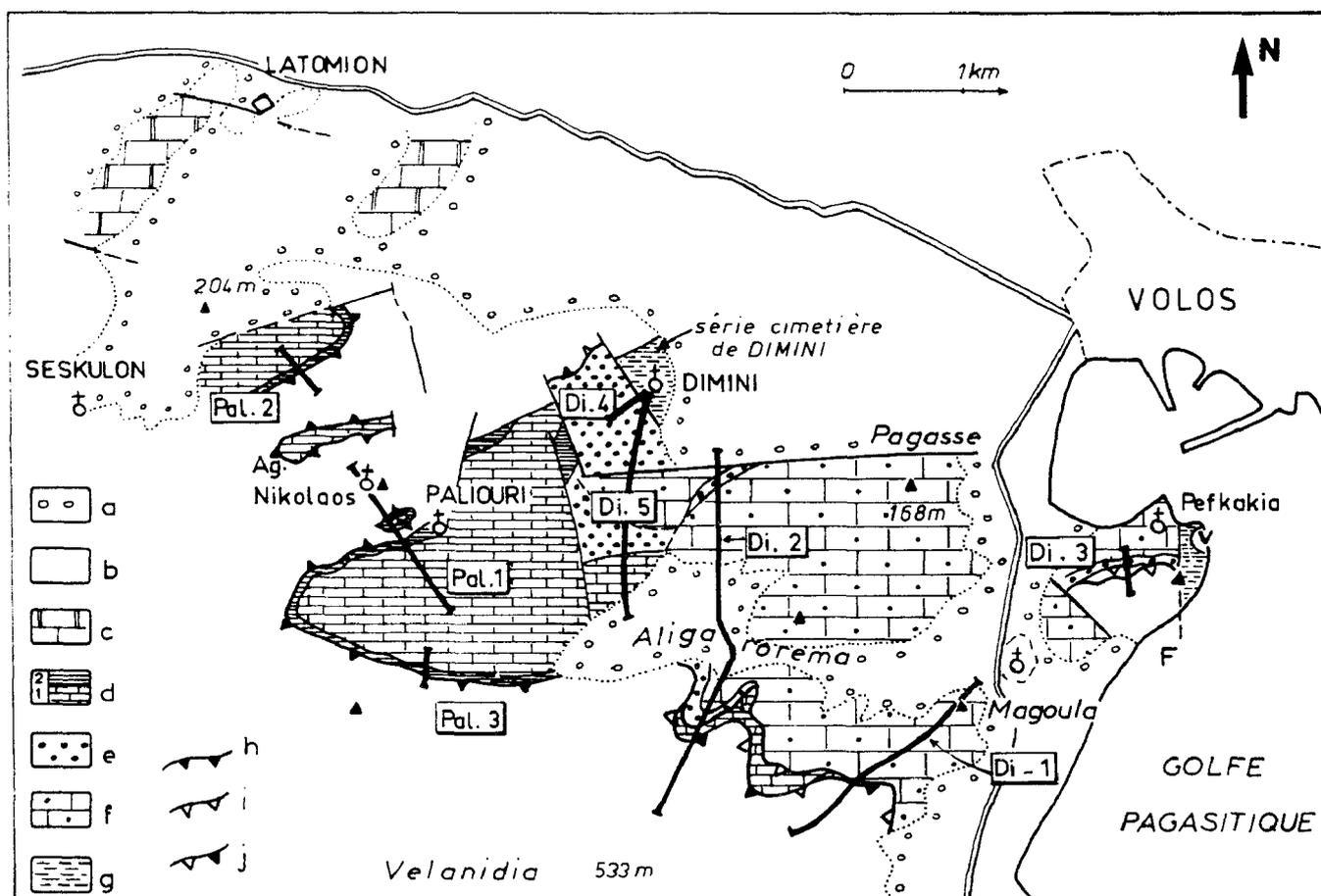


Fig. 247. - Carte de localisation des coupes relatives aux séries des unités inférieures du massif métamorphique de Velanidia.

Di. 1 à 5. Coupes dans la série de Dimini (série peu métamorphique). - Pal. 1 à 3. coupes dans la série de Paliouri (série métamorphique). Ces deux séries présentent des affinités pélagoniennes.

a. Néogène-Quaternaire. - b. unité pagasitique occidentale. - c. marbres "pélagoniens" d'appartenance incertaine (secteur septentrional -Pelion- ou série de Paliouri). - d. série de Paliouri (Trias-Jurassique ?). - d₁. marbres. - d₂. schistes sus-jacents. - e et f. Série de Dimini. - e. formations détritiques (Crétacé ? et localement, sur les marbres, Jurassique supérieur à radiolarites ?). - f. formations carbonatées (Trias-Jurassique ?). - g. séries de bordure du massif de Velanidia (séries de Pefkakia et du cimetièrre de Dimini). - h à j. contacts anormaux. - h. anté-Crétacé supérieur. - i. tertiaire. - j. contact ancien (h) repris au Tertiaire (i).

II. LA SERIE DE LA FENETRE DE DIMINI

A. GENERALITES.

La série de Dimini affleure dans un secteur très limité, entre les villages de Dimini, à l'Ouest, et de Pefkakia, à l'Est. Elle est séparée des séries supérieures par un contact tectonique particulièrement bien visible en bordure de la vallée dite Aligarorema, au Sud de Dimini, et à proximité de Pefkakia (fig. 247).

Cette série n'a jamais été mentionnée en tant que telle dans la littérature. Seules les bauxites de Magoula ont fait l'objet d'une publication (Tataris, 1971) avant que la série ne soit reconnue et décrite (Ferrière, 1976 a).

Je décrirai successivement les deux formations lithologiques principales qui, selon moi, composent la série de Dimini, à savoir dans l'ordre stratigraphique supposé : les marbres massifs à bauxites (Trias-Jurassique ?) qui affleurent au Sud, d'une part, et l'ensemble schisteux septentrional, constitué essentiellement d'un terme détritique à passées conglomératiques riches en galets de "roches vertes" (Crétacé supérieur ?), d'autre part.

B. LES AFFLEUREMENTS MERIDIONAUX : FORMATIONS CARBONATEES ET SCHISTES SUS-JACENTS,

Les marbres massifs de la série de Dimini, qui ne doivent pas être confondus avec ceux de la série de Paliouri, sus-jacents, affleurant à proximité (à l'Ouest notamment), forment les monts Pagasse (168 m), Magoula (58 m) et une partie du cap de Pefkakia. Trois coupes, établies dans chacun de ces secteurs, permettent de dégager les faits majeurs.

1. COUPES AU NORD-EST DU MONT VELANIDIA.

a. COUPE DE MAGOULA.

Sous les schistes ocellés de l'unité de Seskulon (1) et les copeaux de marbres dolomitiques attribués à l'unité de Paliouri (2), on peut observer différents termes de la série de Dimini, avec de bas en haut (fig. 248 A) :

- (4) des marbres gris, massifs, d'une épaisseur minimum de 200 m environ, à moins que des plis couchés de grande envergure n'affectent cet ensemble. Une poche de bauxites rouge sombre, antérieurement exploitée (B^x), affleure au niveau du sommet Magoula. Des analyses de ces bauxites ont été rapportées par Tataris (1971).

A la partie supérieure de ces marbres, les derniers mètres deviennent de teinte jaune-marron, du fait d'un enrichissement en phyllosilicates brunâtres ; le contact avec les schistes sus-jacents est donc un contact de nature stratigraphique ;

- (3) des schistes jaunes et marrons, d'une épaisseur de 10 à 20 m. Ce sont des métapelites siliceuses à veines de quartz microplissées, montrant de nombreuses structures arrondies, remplies de grains de quartz microscopiques, dessinant parfois un réseau. Ce sont incontestablement des Radiolaires, présents au sein d'anciennes pélites siliceuses. Leur étude n'a pas donné de résultats.

b. COUPE A L'OUEST DU MAGOULA.

Cette coupe (fig. 248 B) est semblable à la précédente, en ce qui concerne les affleurements situés au Sud de la vallée Aligarorema. Sur les marbres gris massifs (4), on retrouve à nouveau des schistes siliceux jaunes, à Radiolaires (3), mais aussi de véritables radiolarites rouges et massives à schistosité mal définie, qui apparaissent sous les unités supérieures de Paliouri (2) et de Seskulon (1).

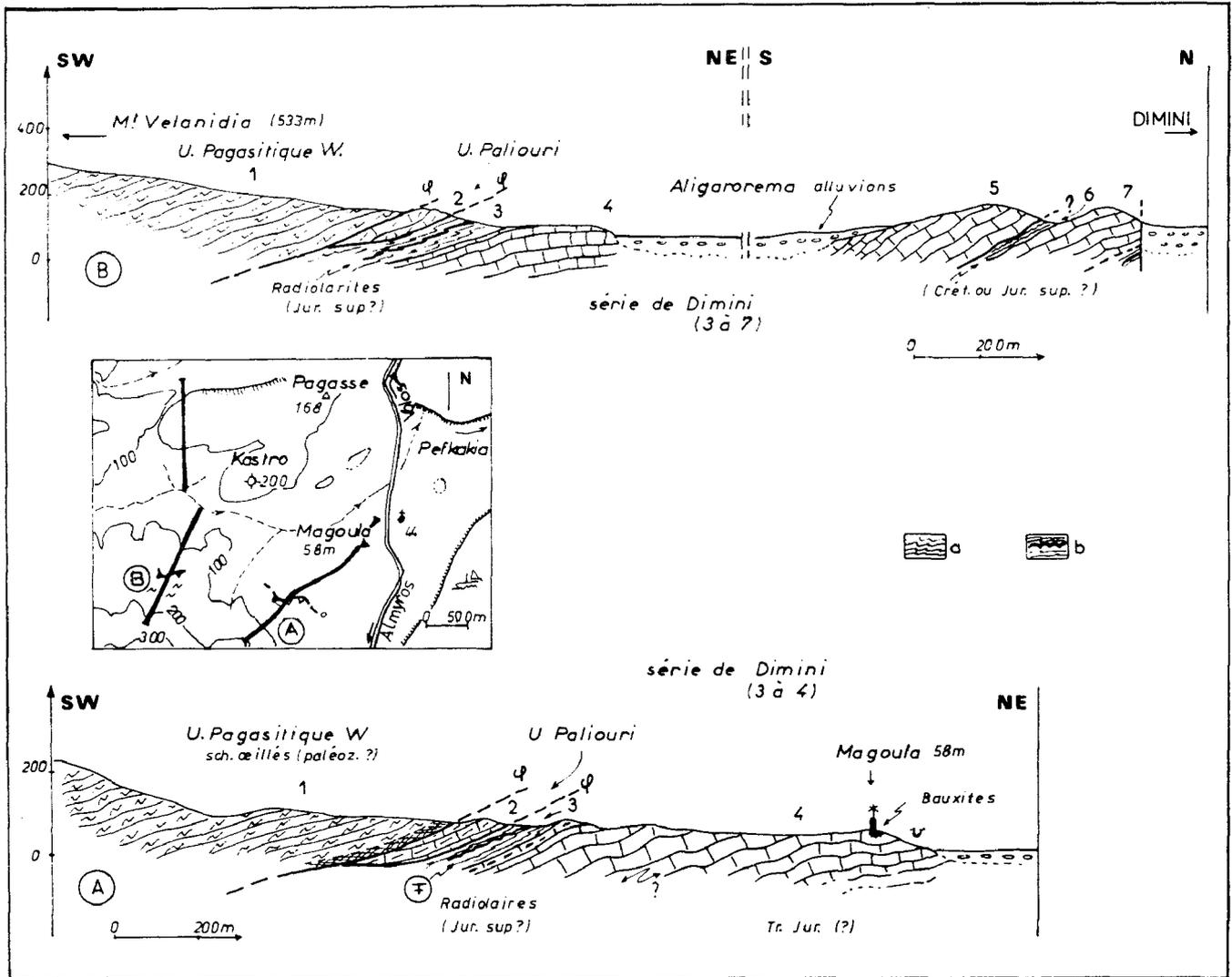


Fig. 248. - Série de Dimini. Coupes au Nord-Est du mont Velanidia. A. Di 1. - B. Di 2, fig. 247.

a. schistes siliceux parfois à fantômes de Radiolaires. - b. méta-jaspes massifs à Radiolaires recristallisés.

Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

Au Nord de la vallée Aligarorema, affleurent à nouveau des marbres massifs gris (5), qui latéralement se rattachent aux marbres (4) du flanc méridional. Ces marbres sont séparés localement d'un autre ensemble de marbres gris-blanc massifs (7) par un niveau de schistes jaunâtres (6) semblables aux schistes à Radiolaires (3) de cette même coupe. On peut admettre qu'il s'agit là d'une répétition tectonique d'importance mineure, une unité majeure constituée des niveaux (3), (4) et (5) chevauchant sur une unité présentant des termes lithologiques équivalents (6 et 7).

c. REMARQUE.

En bordure du champ d'amandiers situé sur la berge méridionale de l'Aligarorema, à proximité de l'endroit où la piste venant de Dimini descend dans le vallon, existent quelques affleurements de schistes verts, brunâtres ou violets. En 1974 (+), j'ai découvert à la limite de ce champ alors en travaux d'extension, des schistes serpentineux, des schistes quartzeux à micas blancs, mais aussi des roches schisteuses d'origine éruptive, à pyroxène (abondant) parfois amphibolitisé, feldspath (rare) et minéraux opaques, alors que chlorite et mica blanc se développent dans les plans de schistosité. Leur situation pourrait laisser penser qu'il s'agit de schis-

(+) En 1980, je n'ai pu retrouver ces affleurements intégrés au champ d'amandiers.

tes appartenant à la série de Dimini, mais le caractère très faiblement métamorphique de ces derniers conduit à admettre qu'ils correspondent en fait à la terminaison orientale des schistes situés sur l'unité de Paliouri. Toutefois, même dans ces schistes qui affleurent dans de bonnes conditions, plus à l'Ouest, je n'ai jamais observé de roches basiques d'origine éruptive aussi bien conservées.

2. COUPE DE PEFKAKIA.

Cette coupe, levée au niveau du cap de Pefkakia, qui limite au Sud la rade de Volos, permet d'observer les affleurements les plus orientaux appartenant à la série de Dimini. Elle est accessible par la route Volos-Pefkakia, et débute à la grande carrière abandonnée de marbres massifs, située quelque peu en retrait par rapport à cette route.

Du Nord au Sud et de bas en haut, affleurent (fig. 249) :

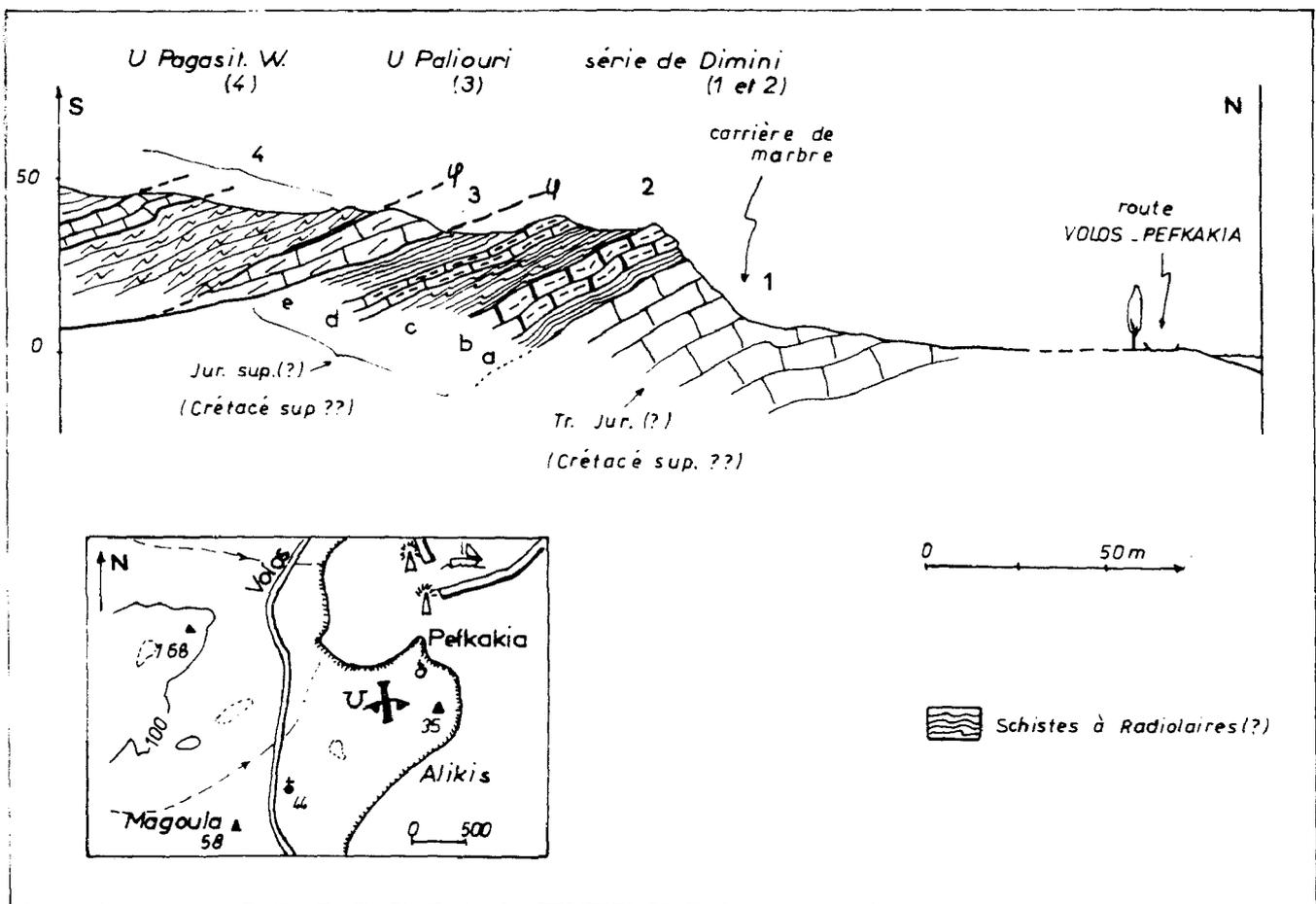


Fig. 249. - Série de Dimini. Coupe de Pefkakia. Di 3, fig. 247.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

- (1) des marbres gris à la base, blancs au sommet, en bancs massifs d'ordre métrique, antérieurement exploités dans la carrière figurée sur la coupe ;
- (2) une alternance de niveaux décamétriques de marbres gris ou jaunâtres, à phyllosilicates (2b, 2d), de calcschistes et de schistes siliceux jaune-brun (2a, 2c, 2e). Bien que la schistosité soit ici très bien développée, des fantômes de Radiolaires sont encore reconnaissables, notamment dans la passée schisteuse supérieure (2e) ;
- (3) et (4), les formations métamorphiques des unités supérieures : marbres dolomitiques de l'unité de Paliouri (3) et les schistes oillés, marbres et schistes verts de l'unité de Seskulon (4).

La coupe de Pefkakia permet d'affirmer que le contact entre les schistes à Radiolaires et les marbres sous-jacents est bien un contact normal.

C. LES FORMATIONS DETRITIQUES DU SECTEUR DE DIMINI.

Dans ce secteur, facilement accessible par la piste qui relie Dimini au village pratiquement abandonné de Paliouri, il n'est guère possible de lever des coupes d'ensemble significatives, étant donné l'absence de niveaux repères dans les faciès schisteux et le développement de plusieurs schistosités au sein de ces dernières. Toutefois, lorsque des calcaires marmoréens arment ces schistes, des coupes partielles peuvent être analysées avec profit. C'est pourquoi je décrirai tout d'abord une coupe située à proximité du cimetière de Dimini, puis dans un deuxième temps, les faciès les plus caractéristiques, à savoir les niveaux flyschoides et les conglomérats à galets de roches vertes qui leurs sont associés.

1. COUPE AU SUD-OUEST DU CIMETIERE DE DIMINI.

Les terrains métamorphiques de signification incertaine (*cf. infra*, chapitre V) qui affleurent au Nord-Est du cimetière de Dimini (5, fig. 250 A) viennent buter sur une importante faille verticale qui traverse ce dernier. Au Sud-Ouest de la faille, on reconnaît les faciès peu transformés de la série de Dimini.

Du Sud-Ouest au Nord-Est et de bas en haut, on relève successivement (fig. 250 A) :

- (1) des marbres et calcaires marmoréens, noirs, assez massifs, sur lesquels se développent de belles linéations d'intersection, de direction N 60 ;
- (2) des schistes jaunâtres (2a et 2c), de type métapélites, où s'intercalent une passade plurimétrique de calcaire marmoréen gris-noir en plaquettes (2b). Les niveaux schisteux supérieurs (2c) montrent des structures microscopiques arrondies quartzeuses (Radiolaires ?) ;
- (3) des marbres et calcaires marmoréens, noirâtres ou jaunâtres, en bancs massifs ;
- (4) des marbres jaune-marron, en plaquettes, qui montrent, en lames minces, outre la calcite : feldspath, mica blanc et chlorite bien cristallisés. Toutefois, le contact avec les niveaux sous-jacents n'est pas très franc.

Vers le Nord-Ouest, le petit vallon situé dans les schistes jaunâtres (2) s'enfonce dans ces derniers, permettant d'observer dans le détail ces niveaux tendres qui se révèlent être constitués des faciès suivants (fig. 250 B) :

- (1) des calcschistes, à grains quartzeux arrondis ou ovoïdes, dans un fond de calcite, quartz, mica blanc, chlorite et opaques soulignant la schistosité ;
- (2) des schistes pélitiques à veines quartzeuses, montrant là aussi des formes arrondies quartzeuses ; si certaines de ces structures sont incontestablement des Radiolaires, d'autres présentent une forme de couronne, dont l'épaisseur peut atteindre la moitié du rayon ($r = 100$ à 200μ) de la sphère externe, parcourue de structures radiaires fines ou grossières. Ces "sacs", remplis de petits grains de quartz et de chlorite, rappellent les Calcisphères observées dans les niveaux pélitiques schistosés du synclinal de Gavriani en Othrys orientale.

On pourrait s'étonner de trouver des Calcisphères (?) dans des faciès pélitiques et quartzeux dépourvus de calcite, contrairement à ce que l'on observe en Othrys orientale ; mais il s'agit peut-être là, de transformations post-sédimentaires, puisque dans les faciès composites à niveaux pélitiques et carbonatés qui soulignent les microplissements, on constate que les lits épais restent carbonatés alors que lorsqu'ils s'effiloquent dans les flancs des plis, toute la calcite disparaît.

En résumé, cette coupe permet d'observer des marbres, des calcaires marmoréens et surtout des niveaux particuliers à Radiolaires et Calcisphères (?) qui, d'après leur microfaciès et leur environnement, pourraient être différents des schistes quartzeux à Radiolaires qui surmontent les marbres massifs du secteur méridional. Un doute subsiste au niveau de cette coupe, car les

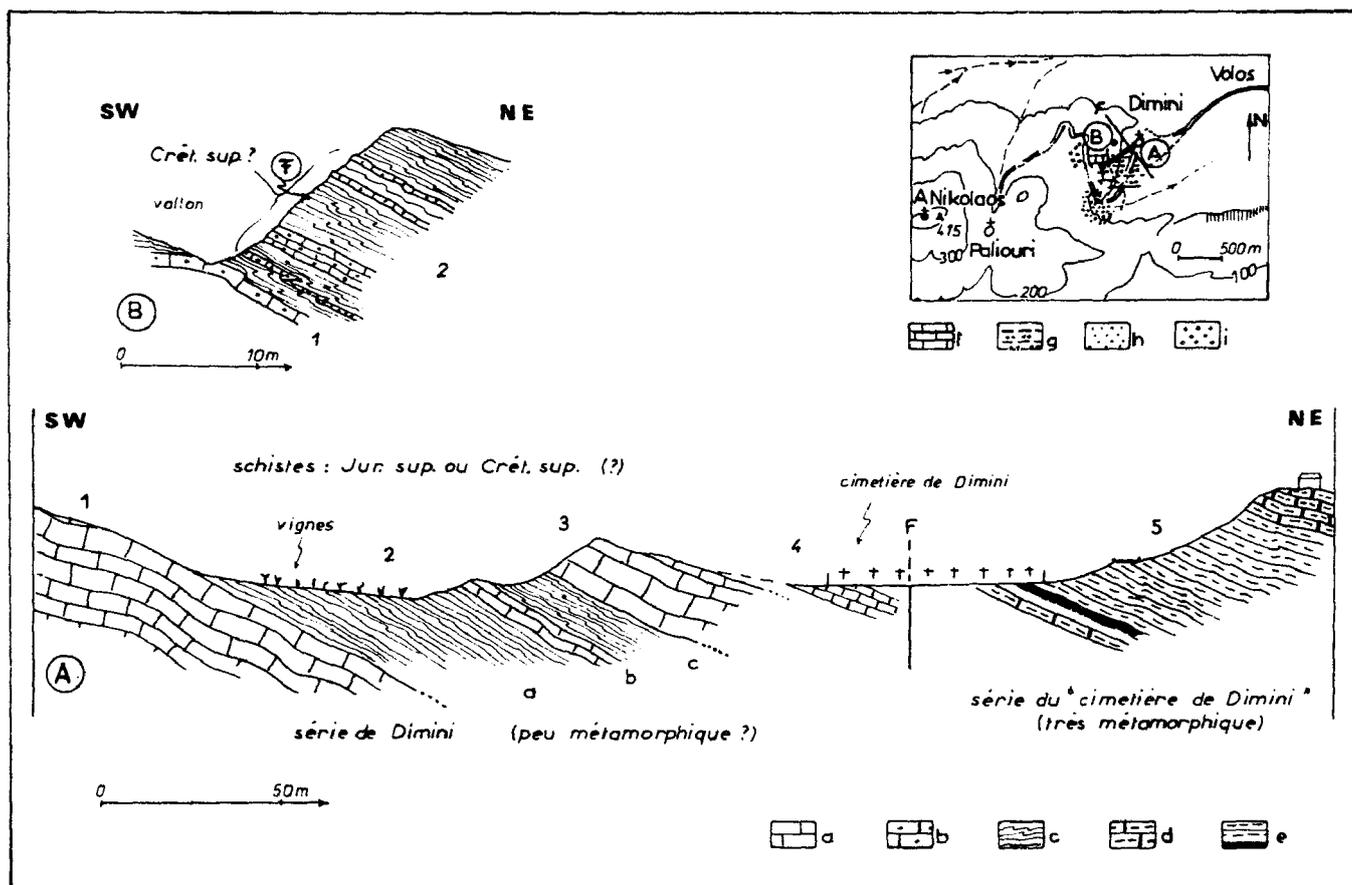


Fig. 250. - Série de Dimini. Coupe au Sud-Ouest du cimetière de Dimini. Di 4, fig. 247.

Coupes. Numéros : voir texte. - a à c. Série de Dimini. - a. marbres. - b. marbres à quartz détritiques (?) intercalés dans les schistes. - c. schistes siliceux fins à Radiolaires et/ ou Calcisphères (?). - d et e. série du cimetière de Dimini. - d. marbres purs ou à phyllosilicates (tirets). - e. micaschistes jaunâtres et niveaux denses violets intercalés.

Carte. - f. marbres gris en plaquettes. - g. schistes ardoisiers fins. - h. formation de type "flysch". - i. conglomérats à éléments de roches éruptives (ophiolitiques ?).

microfaciès à Radiolaires et les microfaciès à Calcisphères (?) sont parfois très difficiles à différencier. Toutefois, la description des faciès de type flysch et des conglomérats à galets de roches vertes nous permettra de confirmer ces affinités avec les séries détritiques transgressives crétacées d'Othrys orientale, riches en Calcisphères.

2. LES SCHISTES DE DIMINI : DESCRIPTION DE QUELQUES FACIES SIGNIFICATIFS.

Les faciès ici décrits sont observables en bordure ou à proximité de la piste Dimini-Paliouri.

a. LE FACIES FLYSCH.

Au niveau du virage le plus méridional de la piste reliant les villages de Dimini et de Paliouri, quelques centaines de mètres au Sud du premier nommé, ainsi que dans le vallon situé en contre-bas de ce virage (carte, fig. 250), affleure une formation rythmique faite d'une alternance de pélites schisteuses (aspect d'ardoise) et de niveaux plus détritiques et plus grossiers, de type grès ou litharenite. Des "graded-beddings", très caractéristiques, s'y observent.

a1. Les pélites schisteuses.

Dans un fond riche en phyllosilicates non déterminables au microscope vu leur taille -il s'agit probablement de chlorite et de séricite- apparaissent quelques paillettes de mica blanc ou de chlorite, des grains de quartz, ainsi que des éléments, en général recristallisés en quartz, dont la forme rappelle celle des *Globotruncana*.

a2. Les niveaux grossiers.

Ils sont constitués d'éléments détritiques dont les caractéristiques sont les suivantes :

- dimension : d'ordre millimétrique ;
- nature : il existe des minéraux isolés tels que quartz, chlorite, mica blanc, mais aussi amphibole et des débris de roches dont certains sont d'origine effusive alors que d'autres sont totalement transformés en chlorite. Entre les éléments détritiques, on note la présence d'un matériel identique à celui qui constitue les niveaux pélitiques fins (séricite et chlorite ?).

L'épaisseur de la formation de type flysch est impossible à évaluer, du fait des nombreux replis qui l'affectent ; on peut à la rigueur envisager une épaisseur minimale d'une cinquantaine de mètres.

b. LES FACIES CONGLOMERATIQUES.

Ils affleurent plus ou moins bien, juste avant le deuxième grand lacet de la piste, dans le sens Dimini-Paliouri (carte, fig. 250).

La stratification est très mal définie dans cet ensemble à passées conglomératiques, du fait de sa tectonisation intense et des schistosités qui s'y développent, mais probablement aussi du fait de phénomènes sédimentaires, des niveaux fins très irréguliers s'intercalant dans les niveaux conglomératiques.

La matrice des conglomérats et les schistes fins qui encadrent ces derniers sont semblables aux niveaux fins du flysch précédemment décrit. Des fossiles sont présents mais recristallisés : les formes arrondies et ovoïdes les mieux conservées peuvent être assimilées à des Calcisphères, sans que cela soit une certitude ; d'autres formes plus géométriques et de plus grande taille, souvent recristallisées en calcite ou en quartz, rappellent à nouveau des *Globotruncana*.

Les éléments détritiques, parfois nettement roulés, peuvent atteindre 7 à 8 cm dans leur plus grande longueur. Parmi ceux-ci :

- des galets de roche éruptive effusive à microlithes totalement transformés en minéraux à teinte de polarisation très faible, en minéraux opaques et en calcite ;
- des galets de roche éruptive grenue (5 à 6 cm de longueur), à grain millimétrique, à amphibole verte bien conservée et fantômes de feldspaths (?) transformés en séricite, et peut-être chlorite et épidote ;
- des galets d'une roche à tendance grenue ou doléritique à plagioclase albitique, amphibole vert pâle plus ou moins chloritisée et minéraux probablement développés secondairement tels que chlorite, épidote en gros grain, quartz et calcite ;
- les autres éléments détritiques sont d'origine sédimentaire ; leur faciès évoquent ceux du "flysch" et des schistes et calcschistes de l'ensemble septentrional décrit ci-dessus ("schistes de Dimini").

c. AUTRES FACIES.

Les autres types de roches rencontrés sont surtout des calcaires marmoréens qui s'intercalent dans les schistes, et des schistes ou calcschistes fins à Calcisphères et Radiolaires probables et *Globotruncana* très hypothétiques (fig. 250).

d. CONCLUSION.

L'ensemble détritique à passées carbonatées qui affleure à proximité de Dimini, a les caractéristiques suivantes :

- il s'agit d'un ensemble détritique, à grain fin dans sa majeure partie qui possède localement un faciès de type flysch, rythmique, à "graded-bedding". Les passées conglomératiques sont rares mais intéressantes par la nature des galets qu'elles contiennent, qui sont essentiellement des galets de roches éruptives "basiques" grenues, doléritiques (?) et surtout effusives

- âge : les fossiles observés sont souvent mal conservés (*Globotruncana* ?) ou ambigus (Calcisphères, Radiolaires ?). Toutefois, certaines des formes arrondies, observées au microscope, peuvent être attribuées sans trop de risques à des Calcisphères, par comparaison avec les Calcisphères faiblement recristallisées du synclinal de Gavriani en Othrys orientale, dont les faciès rappellent les schistes de Dimini.

En résumé, cette formation détritique paraît être d'âge crétacé. Sa forte ressemblance avec le flysch de Gavriani laisse supposer qu'elle appartient au Crétacé des zones internes et même plus précisément à ce même bassin d'Othrys orientale, dont elle serait un jalon septentrional (flysch d'âge aptien-sénonien basal ?).

D. ANALYSE DES RAPPORTS ENTRE L'ENSEMBLE DETRITIQUE ET LES FORMATIONS CARBONATÉES MASSIVES.

1. COUPE AU SUD DE DIMINI.

Les rapports entre l'ensemble détritique et les formations carbonatées massives ne sont bien visibles qu'au Sud de Dimini, à 1 km environ du village. Les marbres massifs du mont Pagasse sont limités au Nord par une importante faille verticale qui les séparent de la plaine récente de Volos (fig. 247). Vers l'Ouest, ces marbres s'amenuisent et l'on observe alors le dispositif représenté sur la figure 251 :

- les marbres massifs (2) recouvrent faiblement, semble-t-il, l'ensemble détritique correspondant aux "schistes de Dimini" (1). Le contact anormal qui sépare ces deux formations est faiblement incliné dans sa partie supérieure mais s'enracine probablement sur la faille verticale, signalée ci-dessus ;
- au Sud des marbres massifs (2) réapparaissent des marbres moins recristallisés, de teinte gris-noir, à patine jaunâtre (3) qui passent, normalement (?), à des schistes verts et jaunes d'aspect conglomératique associés à des grès (4)

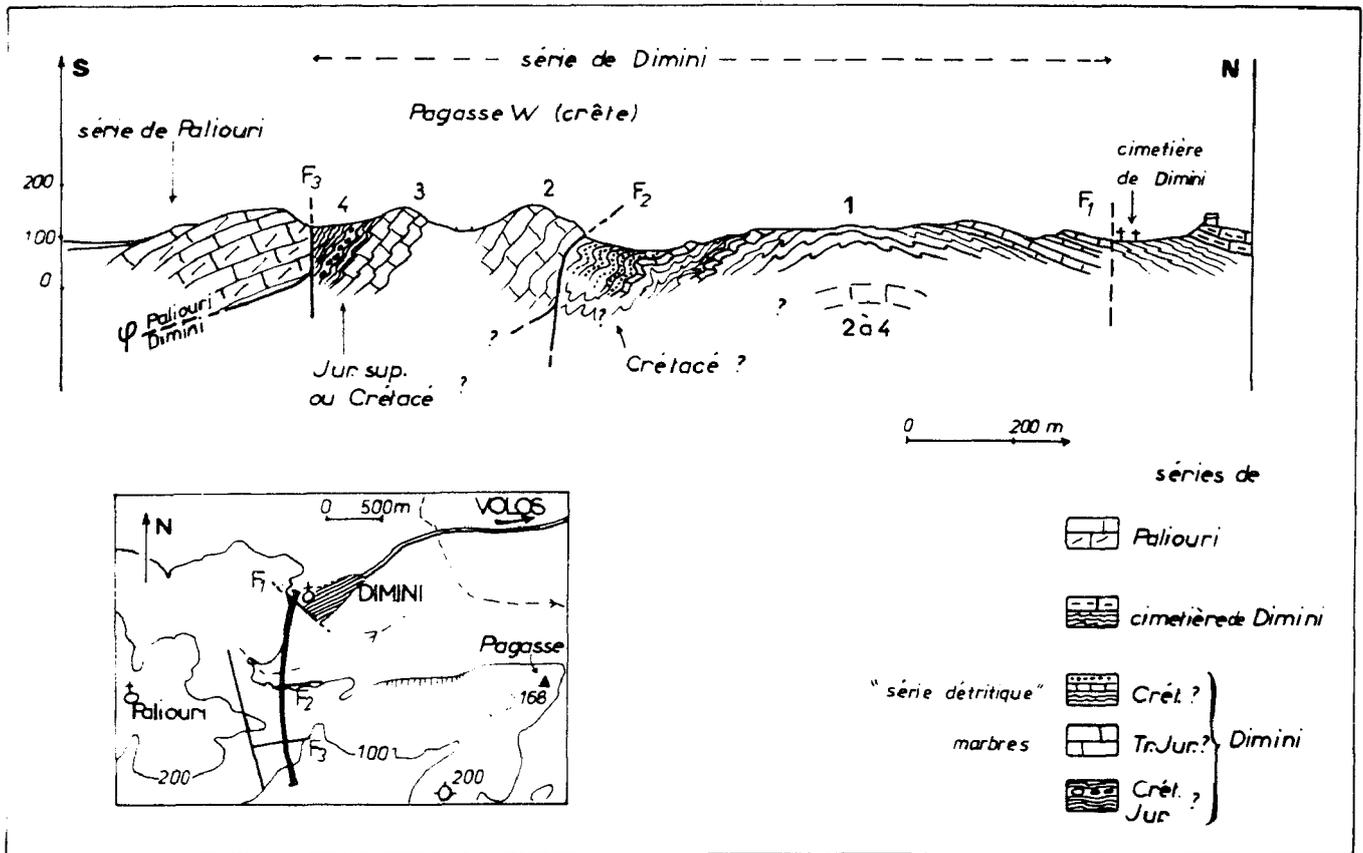


Fig. 251. - Série de Dimini. Rapports entre l'ensemble détritique et les formations carbonatées massives. Di 5, fig. 247.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

Le niveau (4), et moins nettement le niveau (3), ont des faciès qui rappellent ceux de l'ensemble détritique (crétacé ?) de Dimini (1), mais le contact avec les marbres massifs (2) n'est pas visible.

En résumé, le contact visible qui permet aux marbres massifs (2) de venir recouvrir la formation détritique (1) ne semble pas être un contact tangentiel majeur. Par ailleurs, on ne peut conclure sur la nature des relations entre les niveaux méridionaux (3 et 4) et les marbres massifs (2) ; ce contact peut être de nature stratigraphique, mais aussi tectonique. Toutefois, la nature des faciès et leur âge supposé conduisent à admettre que cette superposition, ensemble carbonaté détritique (3 et 4) sur marbres massifs (2), représente l'ordre stratigraphique normal.

2. REMARQUE.

Un dernier point reste à élucider : l'absence de la formation détritique au niveau du contact tangentiel majeur séparant les unités supérieures de Paliouri et Seskulon de l'unité de Dimini au Sud. Je considère que l'absence de ces niveaux est le résultat des phases tectoniques tertiaires, et non pas d'une absence de sédimentation due à un recouvrement précoce acquis lors des phases paléohelléniques ; à ce titre, ce problème sera analysé dans le paragraphe consacré à la Tectonique du massif de Velanidia (4e partie).

E. LE PROBLEME DU METAMORPHISME.

La préservation de certaines structures sédimentaires (granuloclasses) ou organiques (cf. Calcisphères, Radiolaires...) dans les schistes supposés crétacés de Dimini, conduit à considérer qu'il s'agit là d'une série peu métamorphisée. Cependant, deux observations atténuent quelque peu cette conclusion :

- les marbres et schistes à Radiolaires, supposés représenter la base -triasico-jurassique ?- de la série de Dimini, semblent plus affectés que les schistes supérieurs de Dimini (flysch, etc...) : c'est peut-être là l'effet des phases paléohelléniques ;

- l'analyse des phyllosilicates des schistes supérieurs de Dimini -analyse des indices de cristallinité effectuée par Holtzappel- indique que les transformations subies par ces roches ont été plus importantes qu'en Othrys. S'il est difficile de déterminer quelle est la part de minéraux métamorphiques détritiques dans les différents échantillons analysés, l'absence de minéraux argileux peu transformés montre que la conclusion précédente peut être retenue.

De ce fait, une partie des chlorites et micas blancs (séricite...) observées en lame mince dans les faciès schisteux ou carbonatés pourrait être de néogénèse (métamorphisme tertiaire probable).

F. CONCLUSIONS.

La série de Dimini, qui apparaît en fenêtre sous des unités au métamorphisme marqué, est une série peu métamorphisée (par rapport aux précédentes).

En fonction des observations faites dans les secteurs de Dimini et de Pefkakia, on peut envisager la reconstruction lithostratigraphique suivante, avec de bas en haut (fig. 252) :

- des marbres massifs, gris ou blancs, localement à bauxites ;
- des schistes quartzeux à Radiolaires et des radiolarites rouges typiques associés à des niveaux de calcschistes et de calcaires marmoréens ;
- un ensemble détritique constitué pour l'essentiel d'une formation de type flysch, rythmique à granuloclasses verticaux, et de conglomérats à éléments de roches vertes. Au microscope, on observe des microfossiles plus ou moins bien conservés dont une partie correspond très probablement à des Calcisphères et des Radiolaires, alors que d'autres formes peuvent être rapportées à des *Globotruncana*.

Interprétation : la succession lithologique décrite ci-dessus et les faciès des différentes formations qui la composent rappellent de façon très précise la série pélagonienne d'Othrys

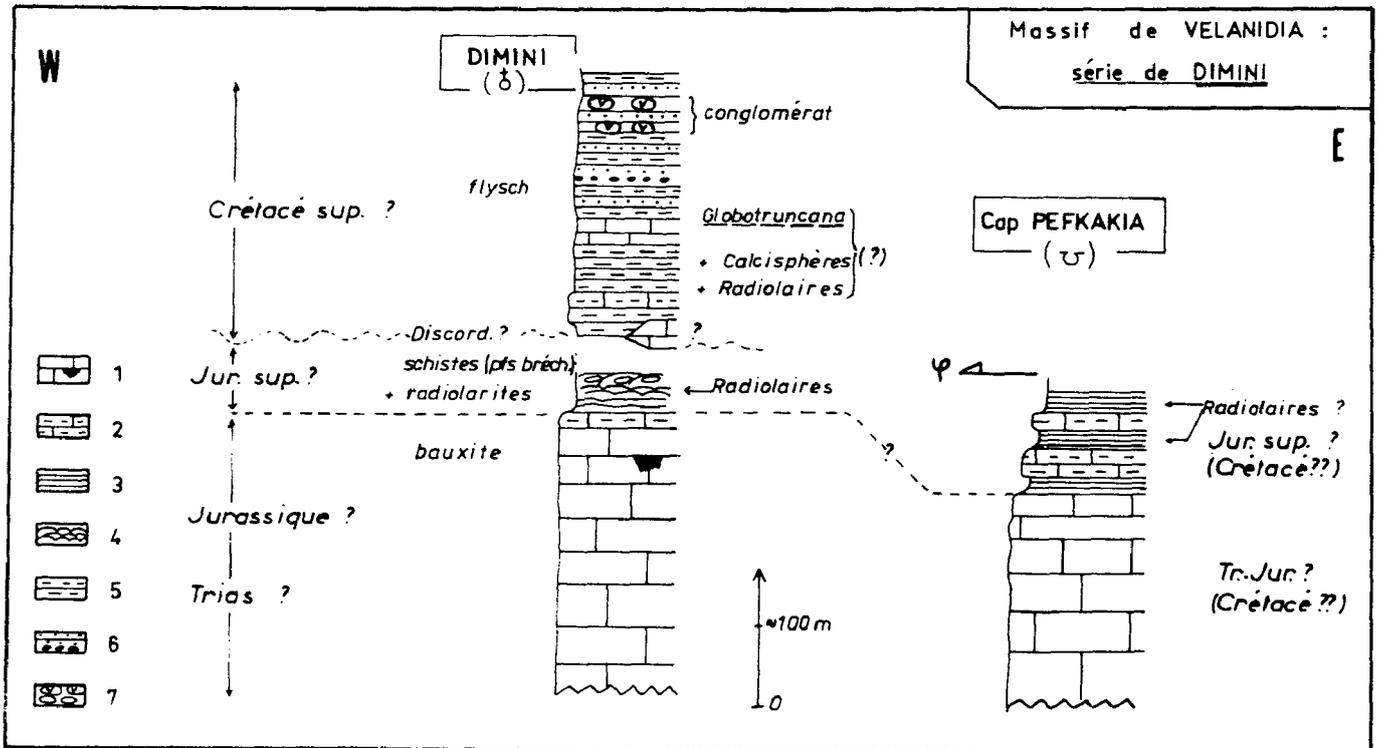


Fig. 252. - Série de Dimini. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques (situation sur figure 247).

1. marbres gris ou blancs, localement à bauxites. - 2. marbres à phyllosilicates. - 3. schistes siliceux parfois à Radiolaires. - 4. méta-jaspes assez massifs. - 5. schistes fins. - 6. niveaux gréseux parfois granoclassés schistosés. - 7. conglomérats schisteux à éléments de roches éruptives (ophiolitiques ?).

orientale, avec des marbres à bauxites du Trias-Jurassique, des schistes à Radiolaires du Malm et le "flysch" transgressif, daté de la partie moyenne du Crétacé. On doit toutefois remarquer qu'il manque, dans la série de Dimini, l'équivalent des ophiolites. Une explication tectonique est envisageable : le contact tectonique majeur situé à la base des unités métamorphiques de Paliouri-Seskulon ne laisse, en général, que quelques mètres de schistes à Radiolaires, si bien que l'on peut penser qu'une partie de ces schistes, les ophiolites et peut-être les formations crétacées, ont disparu à ce niveau. Une autre explication possible pour expliquer cette absence des "ophiolites" est de faire intervenir une érosion anté-Crétacé supérieur suffisante pour les éliminer.

Naturellement, d'autres hypothèses générales sont envisageables ; on peut par exemple considérer que la série de Dimini est une série appartenant aux zones externes. Certains auteurs (Clément *in* Brunn *et al.*, 1979) proposent de l'assimiler à la série Olympe-Pentelique : la présence de schistes à Radiolaires, probablement du Jurassique supérieur, et d'un flysch à galets de roches vertes, me semblent être des arguments suffisants pour rejeter cette hypothèse. On pourrait à la rigueur, envisager qu'il s'agisse du flysch béotien reposant sur un soubassement essentiellement néritique : mais là encore, cette hypothèse paraît bien fragile car non seulement un tel "soubassement béotien" n'est pas connu sur la transversale Othrys-Pelion, mais en outre, les faciès ressemblent assez peu à ceux des séries béotiennes connues au front de l'Othrys par exemple alors que je le rappelle, ils présentent beaucoup d'affinités avec les faciès d'Othrys orientale très proches. Ce problème sera repris dans les conclusions générales du chapitre consacré à la Tectonique (4e partie). Naturellement, on pourrait admettre que des faciès détritiques de type "flysch béotien" transgressent sur un soubassement pélagonien, selon un dispositif proche de celui observé en Yougoslavie (série de Maglaj ; Blanchet, 1973), mais cette hypothèse n'est étayée par aucune observation précise.

III. LA SERIE DE L'UNITE DE PALIOURI (AFFINITES PELAGONIENNES)

A. GENERALITES.

L'unité de Paliouri (fig. 247) est constituée en majeure partie de formations carbonatées métamorphiques qui affleurent correctement à proximité du village, en voie d'abandon, de Paliouri, et à l'Est de Seskulon. Elle est recouverte par la série métamorphique de Seskulon (unité pagasitique occidentale), dont elle est séparée par un contact tectonique plus ou moins net, selon les cas. Les différentes interprétations possibles concernant les rapports entre ces deux séries, à savoir l'existence d'une seule série Paliouri-Seskulon débitée en deux unités tectoniques distinctes peu disjointes, ou bien, au contraire, de deux séries distinctes dont la superposition est le résultat de phénomènes tectoniques majeurs, seront abordées dans les conclusions du paragraphe relatif aux séries de l'unité pagasitique occidentale. L'unité de Paliouri repose par l'intermédiaire d'un contact anormal sur la série de Dimini, mais elle disparaît latéralement et tectoniquement vers l'Est, sous l'unité pagasitique occidentale.

Historique succinct : les formations carbonatées de l'unité de Paliouri ont longtemps été confondues avec celles de Dimini notamment (Tataris, 1971). Ce n'est que récemment qu'elles ont été décrites et séparées des marbres de Dimini (Ferrière, 1976 a) puis de la série de Seskulon s.s. (Ferrière, 1978, 1979).

Plan adopté : après avoir décrit une coupe d'ensemble de ces formations, j'analyserai en détail les niveaux supérieurs de cette série et le contact avec la série de Seskulon, dans la mesure où la nature de ce contact a des conséquences capitales sur l'interprétation des séries métamorphiques du massif de Velanidia.

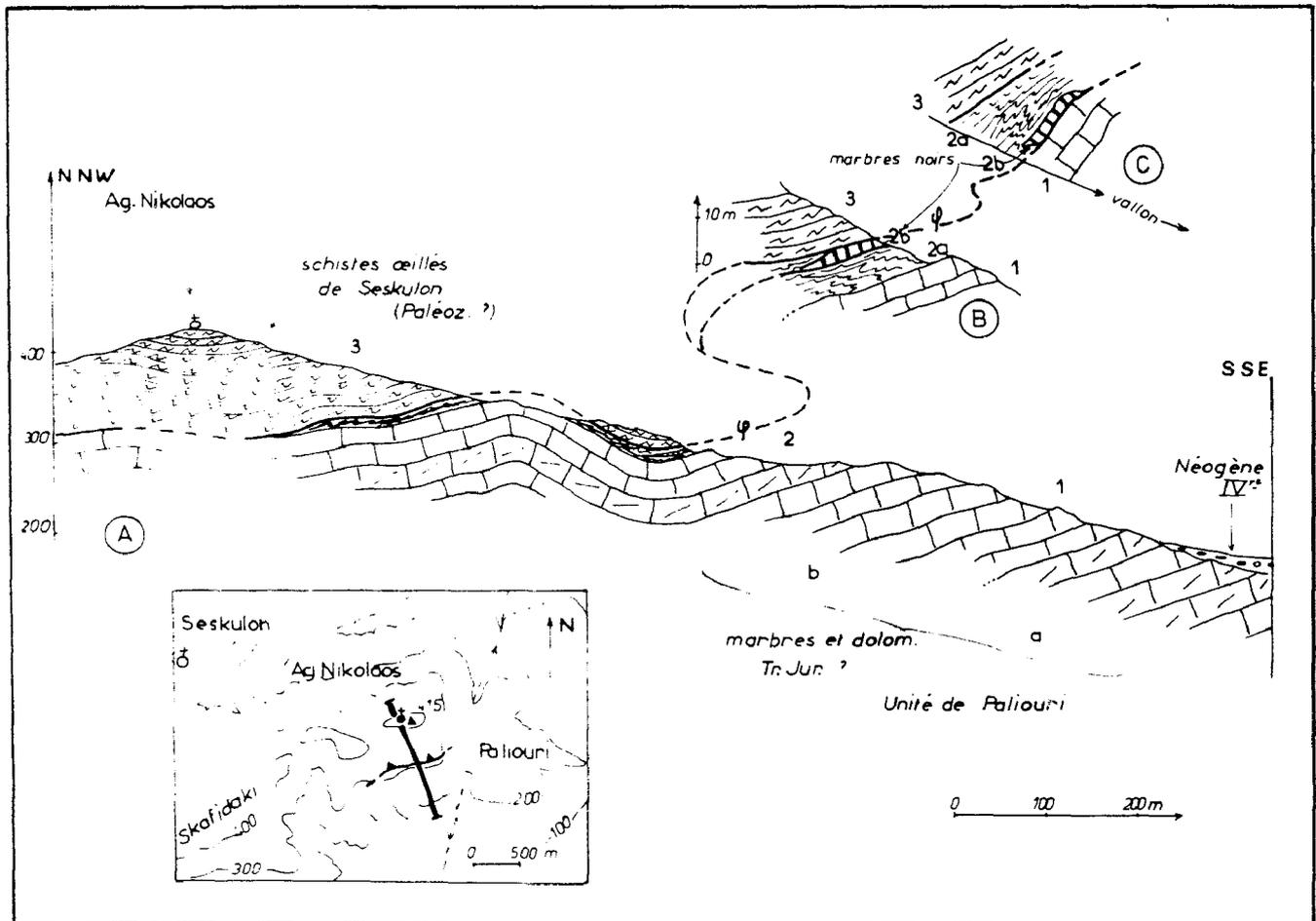


Fig. 253. - Série de Paliouri. Coupe d'Agios Nikolaos. Pal 1, fig. 247.

Légende dans le texte, Figurés : fig. 185 B.

B. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

1. VUE D'ENSEMBLE SUR LA SERIE DE PALIOURI : LA COUPE D'AGIOS NIKOLAOS.

Cette coupe, de direction subméridienne, passe par la chapelle Agios Nikolaos située sur le sommet coté 415 m, à quelques centaines de mètres à l'Ouest de Paliouri.

De bas en haut, on observe (fig. 253) :

- (1) des marbres gris-blancs dolomitiques (1a), surmontés de marbres gris à rares lits dolomitiques centimétriques (1b). De véritables dolomies blanches sont visibles à la base de cet ensemble carbonaté au Sud et à l'Est du village. L'épaisseur de l'ensemble carbonaté est de 200 m au minimum ;
- (2) un niveau plurimétrique de schistes brunâtres, parfois verdâtres (2a), à lentilles ou copeaux de marbres noirs (2b), intercalés dans les schistes (fig. 253 B) ou directement au contact des marbres gris massifs sous-jacents (fig. 253 C). Ils sont intensément plissés mais possèdent des cristaux de petite taille : quartz et mica blanc surtout, ainsi que chlorite verte ou brunâtre, épidote, tourmaline (rare) et albite ;
- (3) les schistes oillés quartzo-feldspathiques vert clair ou blancs, de l'unité de Seskulon qui sont ici partiellement mylonitisés. Si le contact entre ces schistes oillés et les schistes sous-jacents semble tectonisé, en revanche, on n'observe pas de copeaux tectoniques qui viendraient souligner l'importance de ce contact.

2. DETAIL DE LA PARTIE SUPERIEURE DE LA SERIE DE PALIOURI.

a. A L'EST DE SESKULON.

Dans le petit vallon qui, depuis Seskulon, descend vers le Nord-Est, juste après la principale rupture de pente occasionnée par la traversée des marbres et dolomies massives (1, fig. 254 A), le contact entre ces formations carbonatées de base et les schistes sus-jacents est particulièrement bien exposé.

De bas en haut, affleurent (fig. 254 A) :

- (1) les dolomies blanches et marbres gris-blanc massifs, qui constituent l'essentiel de la série de Paliouri. Le contact entre cette masse et les premiers bancs de marbres rouges, présente un aspect bréchiq ue et une teinte rubéfiée sans que ces caractéristiques puissent être clairement attribuées à des phénomènes tectoniques. Il semblerait plutôt que l'on soit là en présence d'une ancienne surface taraudée et bréchifiée lors d'une période d'arrêt de la sédimentation, semblable à ce que l'on observe, par exemple, au niveau du Strimbes en Othrys centrale ;
- (2) 3 m d'une alternance de marbres, de calcschistes et de schistes rouges, avec de bas en haut :
 - des marbres rouges (2a) ;
 - des schistes rouges, à passées plus riches en calcite (2b) ;
 - des calcschistes rouges durs (2c) ;
 - des schistes vert-jaune (2d) ;
 - des marbres gris (2e) ;
 - des schistes rouges (2f).Ces divers niveaux contiennent en proportion variable : quartz, calcite, mica blanc et opaques, avec accessoirement, chlorite et feldspath pour le niveau (2d), tourmaline pour les schistes rouges supérieurs (2f) ;
- (3) les schistes oillés quartzo-feldspathiques et micacés de la série de Seskulon s.s. (3a) reposant sur un matelas schisteux de même composition mais intensément mylonitisé (3b), qui témoigne de la présence d'un contact tectonique majeur.

En résumé, cette coupe montre deux faits essentiels :

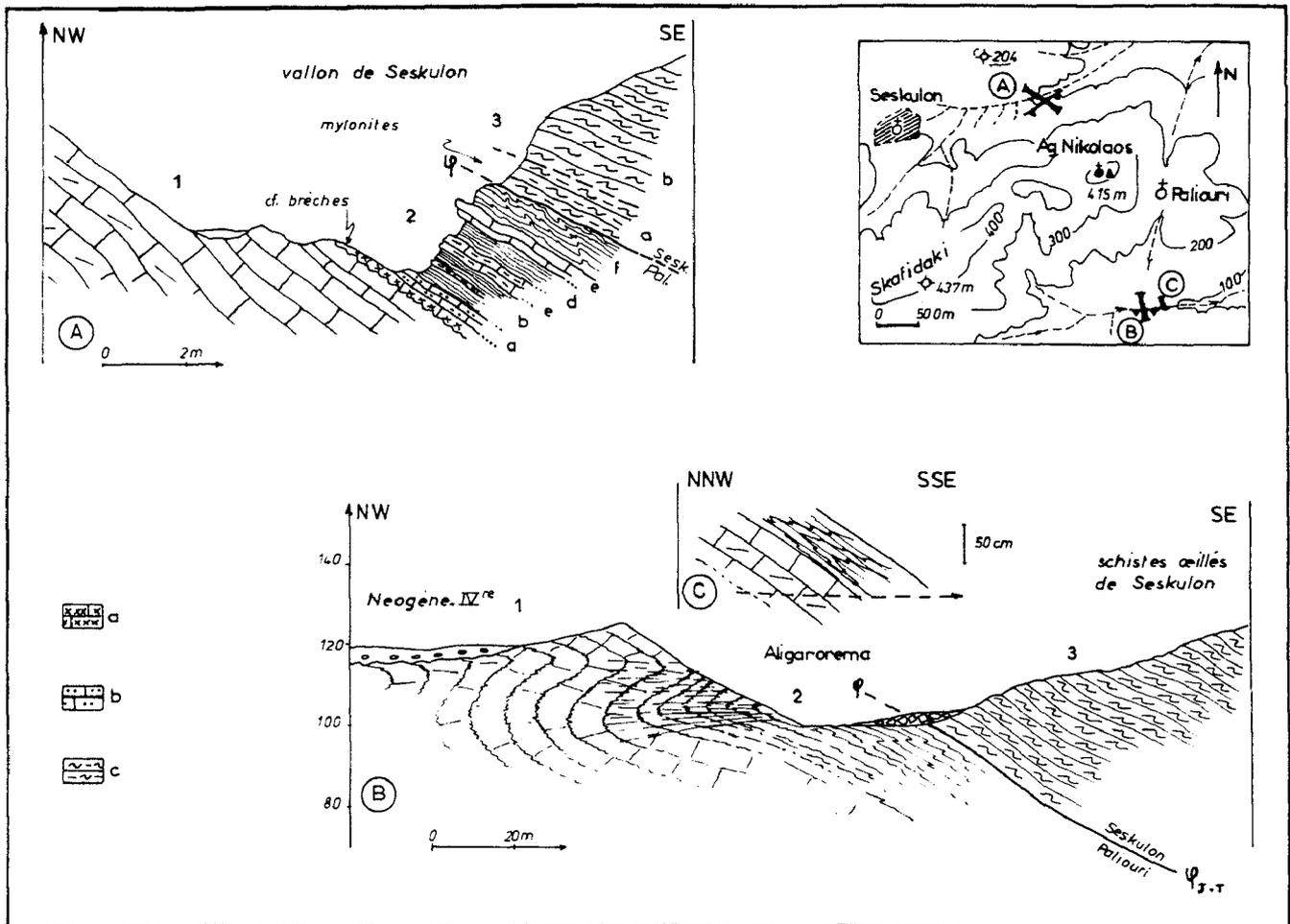


Fig. 254. - Série de Paliouri (partie supérieure). Coupes de Seskulon-Est (A) et de Paliouri-Sud (B, C). Pal 2 (A) et Pal 3 (B et C) fig. 247.

a. marbres gris et rouges, d'aspect bréchiq (brèche sédimentaire ?). - b. marbres rougeâtres. - c. schistes oillés intensément mylonitisés.
 Numéros : voir texte.

- les schistes rouge-marron qui surmontent les marbres et dolomies de base, reposent en contact normal, stratigraphique, sur ces derniers ;

- les schistes oillés quartzo-feldspathiques de Seskulon sont séparés de l'ensemble sous-jacent par un contact tectonique (au moins sur cette coupe). C'est une des observations qui justifie la distinction de deux unités distinctes au sein de la nappe métamorphique qui recouvre la série de Dimini.

b. AU SUD DE PALIOURI.

Sur le flanc méridional de l'anticlinal (de nappes) de Paliouri (fig. 254 B), on retrouve les trois termes lithologiques précédemment signalés : les marbres et dolomies d'allure massive (1), des schistes marrons et verdâtres (2), et les schistes oillés feldspathiques (3). Les schistes marrons montrent des microplis et des plis métriques isoclinaux (fig. 254 C), mais ils forment également des plis décamétriques, avec les marbres sous-jacents, à schistosité de plan axial soulignée par des micas blancs (néogénèse ou réorientation ?). Ces grands plis indiquent un déversement approximativement vers le Sud (fig. 254 B).

Le contact avec les schistes oillés feldspathiques sus-jacents (3) est masqué par des éboulis. Toutefois, il ne semble pas que ces affleurements méridionaux soient de nature à livrer des informations en faveur d'un éventuel passage continu entre les deux ensembles schisteux, dans la mesure où cette continuité hypothétique -possible mais peu probable- serait obligatoirement altérée par des disharmonies majeures entre l'ensemble cohérent supérieur des schistes oillés feldspathiques (3), et les schistes marrons incompetents, de base (2), dont nous avons signalé précédemment l'intense tectonisation.

C. LA SERIE DE L'UNITE DE PALIOURI : CONCLUSIONS.

La série de l'unité de Paliouri (série de Paliouri) est constituée de dolomies blanches et de marbres gris, massifs, d'une épaisseur visible, comprise entre 50 et 100 m, surmontés de schistes rouge-marron où s'intercalent parfois des bancs de marbres et de calcschistes (fig. 255).

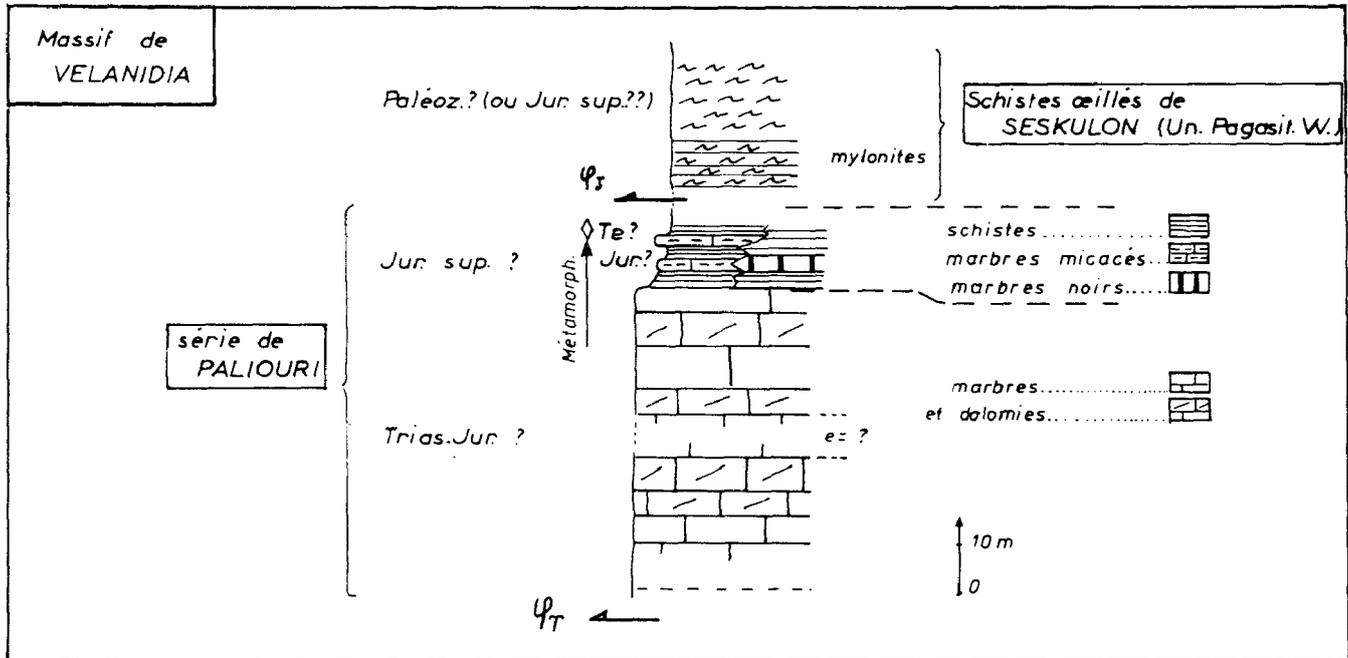


Fig. 255. - Série de Paliouri. Colonne lithostratigraphique synthétique (cf. fig. 247).

Les formations carbonatées de base, et notamment les dolomies blanches, présentent des faciès comparables aux formations carbonatées d'affinités pélagoniennes, observées au Nord de Volos et datées du Trias (Jurassique ?).

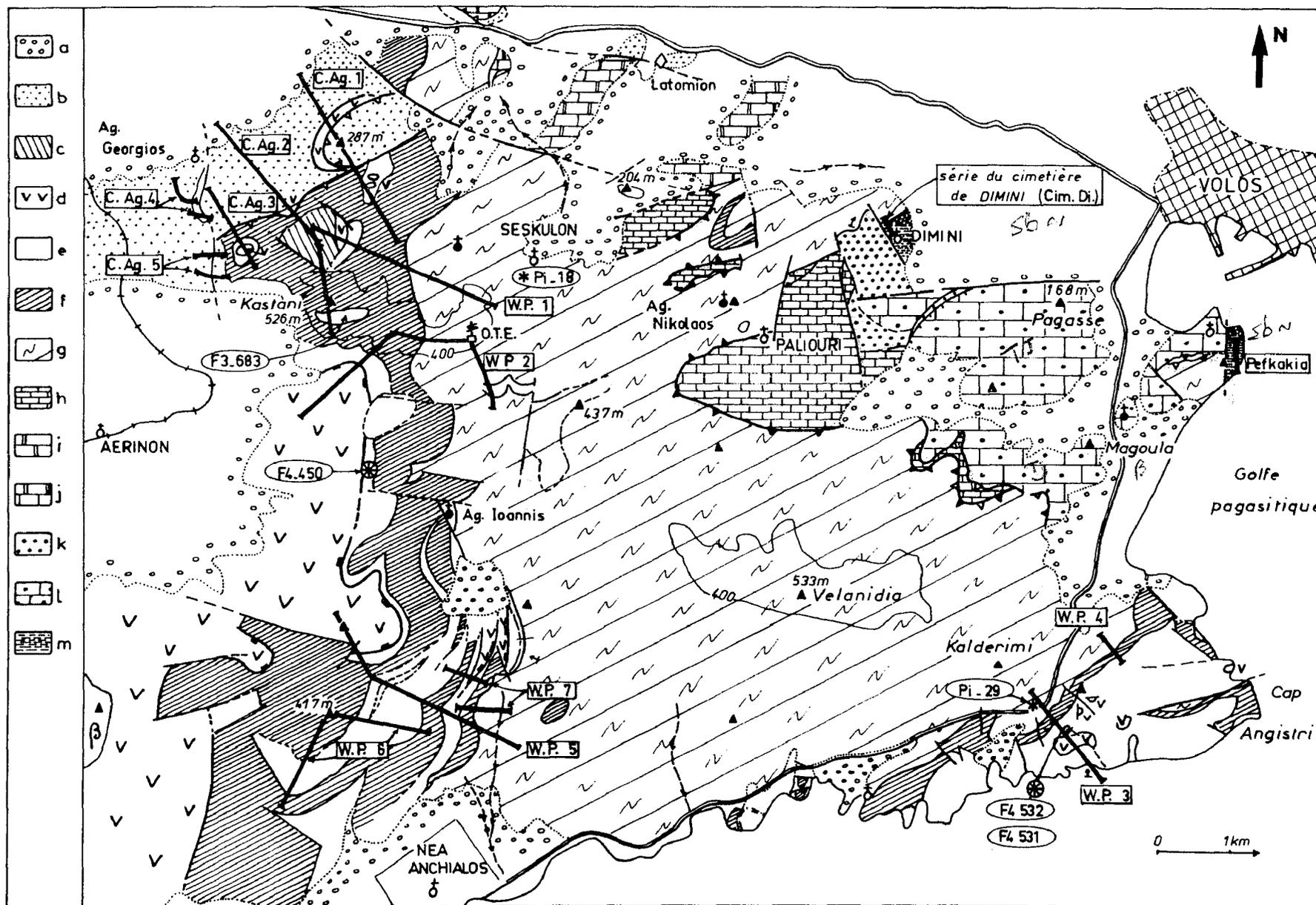
Cet ensemble paraît être séparé des "schistes oillés de Seskulon" par un contact tectonique majeur parfois souligné par la mylonitisation de ces schistes oillés ; cependant, il n'existe pas de copeaux tectoniques particuliers permettant d'exclure toute incertitude quant à l'existence de ce contact. Ces caractéristiques rappellent celles de la coupe de Glafire au Nord de Volos (fig. 198).

IV. L'UNITE PAGASITIQUE OCCIDENTALE : LES SERIES OUEST-PAGASITIQUES (AFFINITES MALIAQUES ?)

A. GENERALITES.

L'essentiel des affleurements du massif de Velanidia doit être rapporté aux séries Ouest-pagasitiques, en dehors de l'angle nord-oriental (séries de Paliouri et de Dimini) et de la bordure occidentale (ophiolites et Crétacé supérieur). Ces affleurements dessinent un anticlinal d'axe mal défini, approximativement NE-SW plongeant vers le SW : les schistes oillés feldspathiques de la base de la série constituent la partie centrale de cet anticlinal qui culmine au mont Velanidia (533 m) ; les termes lithologiques supérieurs sont conservés sur les flancs occidental et sud-oriental de cet anticlinal (fig. 256).

Historique succinct : comme pour les séries de Dimini et de Paliouri, ce n'est que très récemment que les séries de l'unité pagasitique occidentale ont été définies et décrites avec quelques détails. Dans un premier temps, cette série métamorphique a été séparée de celle de Dimini (Ferrière, 1976 a) puis dans un deuxième temps, de celle de Paliouri (Ferrière, 1978, 1979 b).



A la suite de ces travaux, le caractère plus ou moins pélagique des termes lithologiques constituant la partie supérieure des séries Ouest-pagasitiques d'une part, et la présence d'une formation particulière de schistes oeilés feldspathiques (paléozoïques ?) à la base de celles-ci, ont été soulignés. Par ailleurs, ces séries étant surmontées par des "ophiolites", et supposées appartenir à une unité tectonique mise en place au cours des phases paléohelléniques, des affinités avec les séries pélagiques de la zone isopique maliaque d'Othrys ont été envisagées (Ferrière, 1978, 1979).

Plan adopté : après avoir décrit les deux types de séries qui semblent être les plus caractéristiques parmi les séries Ouest-pagasitiques, respectivement au Nord-Ouest (série de Seskulon s.s.) et au Sud-Est (série du Cap Angistri) du massif de Velanidia, j'envisagerai le cas de séries particulières (série de Nea Anchialos). Les principales formations constituant ces séries seront ensuite analysées du point de vue lithologique et des interprétations seront alors proposées. Enfin, des hypothèses concernant les rapports sédimentaires ou tectoniques entre la série de Paliouri et les séries Ouest-pagasitiques seront avancées.

B. DESCRIPTION DES SERIES TYPES.

1. LES AFFLEUREMENTS AU NORD-OUEST DU MASSIF DE VELANIDIA : LA SERIE DE SESKULON.

Je réserve le nom de "série de Seskulon" aux affleurements situés au Nord-Ouest du massif de Velanidia. Contrairement à la première définition que j'avais donnée de cette série (Ferrière 1976 a) et conformément à celle que j'ai proposée par la suite (Ferrière, 1978, 1979), les marbres de Paliouri, présents à la base des "schistes oeilés feldspathiques" de Velanidia, en sont exclus.

Deux coupes seront ici décrites, ayant chacune pour point de départ le secteur de Seskulon : la première de direction approximativement Est-Ouest se termine au Nord du mont Kastani (526 m), la seconde de direction NE-SW aboutit au Sud de ce dernier, dans le mont Strivos (370 m environ).

a. COUPE SUR LE FLANC SEPTENTRIONAL DE LA CRETE DE KASTANI (526 m).

Plusieurs formations à lithologie relativement homogène, peuvent être distinguées sur cette coupe ; d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 257 A et tabl. III 33) :

- (1) un ensemble très épais (300 m au minimum) de schistes oeilés albitiques, de couleur vert pâle. Ces schistes présentent fréquemment une texture mylonitique, caractérisée par des plans de schistosité qui correspondent au débit le plus "facile" de la roche. Du point de vue minéralogique, il faut distinguer les paragenèses dues aux métamorphismes récents, des associations minérales antérieures :

Fig. 256. - Carte de localisation des différentes coupes relatives aux séries des unités supérieures et bordières du massif métamorphique de Velanidia.

WP. 1 à 7 . Coupes des séries Ouest-pagasitiques. - WP. 1 et 2. série de Seskulon. - WP. 3 et 4. série du cap Angistri. - WP. 5 à 7. série de Nea Anchialos.

CAG. 1 à 5. Coupes dans les affleurements d'Agios Georgios ; ces affleurements correspondraient pour partie à la série de Seskulon, pour partie à des niveaux d'âge crétacé.

Pefkakia : coupe dans une série fragmentaire (crétacé ou triasico-jurassique dite "série de Pefkakia").

Cimetière de Dimini (Cim. Di.) : coupe dans une série métamorphique d'affinités non déterminées.

a. Néogène-Quaternaire. - b. Crétacé d'Agios Georgios. - c. formations métamorphiques recouvrant des corps ophiolitiques. - d. ophiolites. - e à g. Séries Ouest-pagasitiques. - e. schistes et métacherts infra-ophiolitiques. - f. partie supérieure des séries Ouest-pagasitiques (Trias-Jurassique ?). - g. schistes oeilés (Paléozoïque ?). - h. série de Paliouri. - i. marbres pélagoniens du secteur septentrional. - j. marbres pélagoniens d'appartenance incertaine (cf. h ou i). - k et l. série de Dimini. - k. formations détritiques. - l. formations carbonatées. - m. séries métamorphiques situées en bordure (NE) du massif de Velanidia (séries de Pefkakia et du cimetière de Dimini).

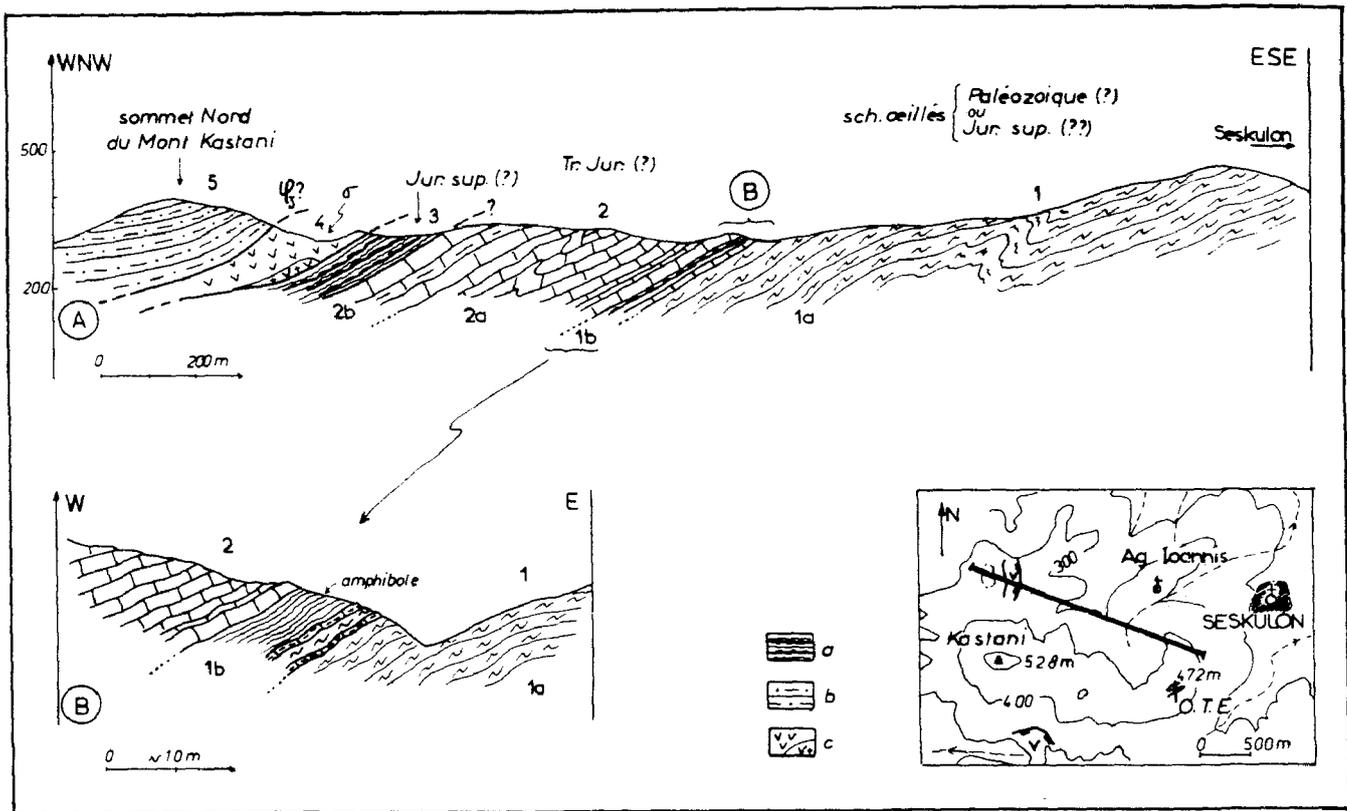


Fig. 257. - Séries Ouest-pagasitiques. Coupe sur le flanc septentrional de la crête du Kastani (528 m), série de Seskulon. WP 1, fig. 256.

a. schistes à intercalations de quartzites (méta-jaspes ?). - b. schistes divers à amphiboles et stilpnomélane recouvrant des corps ophiolitiques. - c. corps ophiolitiques (serpentinites (V) et gabbros (V +) correspondant soit à des témoins de nappes ophiolitiques (probable), soit à des olistolithes (possible).

Numéros : voir texte.

- paragenèse métamorphique récente : quartz, albite, mica blanc (phengite) épidote et plus accessoirement, chlorite et des petits minéraux incolores à fort relief et teinte de polarisation faible du premier ordre (apatite ?) ;

- minéraux préexistants : quartz (?), feldspath et biotite. Ces derniers ont été analysés à la microsonde par Frost (1976), qui a mis en évidence l'existence de feldspath alcalin de type orthose. Certaines épidotes de type albanite pourraient appartenir à cette première paragenèse ;

- (2) une formation de marbres gris ou beiges, en bancs peu épais d'ordre décimétrique (20 à 50 cm, le plus souvent), dont l'épaisseur, difficile à évaluer, doit être comprise entre 200 et 300 m. Des passées de marbres beiges à plagioclase (albite), chlorite et surtout mica blanc, s'intercalent à la partie supérieure de cette formation (2b).
Le passage avec l'ensemble des schistes oeillés sous-jacents (1) est apparemment progressif (fig. 257 B) : des traces d'écrasement sont visibles au niveau du contact, mais des intercalations carbonatées sont présentes dans les vingt derniers mètres (1b) de la formation schisteuse de base. Les schistes (1b), situés directement au contact de la masse principale des marbres (2), ont d'ailleurs un grain fin et des paragenèses particulières : quartz, feldspath, mica blanc, épidote et une amphibole incolore à vert pâle de type actinote ;
- (3) des niveaux de schistes jaunes, verts ou violets, de "métajaspes" rouges ou noirs et de bancs noirâtres plus denses à éclat métallique. Les principales paragenèses observées sont les suivantes :
 - niveaux schisteux jaunâtres ou verdâtres : quartz (rare ou absent), feldspath (albite), chlorite brunâtre, épidote et amphibole incolore à vert pâle (abondante). Certains niveaux montrent également des amphiboles bleu-vert ;

Coupe WP. 1		Min. Ech.	Q.	Cc.	Ab.	M. bl	Bi.	Chl.	Amph. anf.	Amph. vp. inc.	Amph. bl./bl.v.	Pyr.	Ep.	Gr.	Ox. Op.	divers	ROCHES		
Paleozoïque (?)	1	a	F8 166	++		++ ⁽¹⁾ ₍₀₎	++ ⁽¹⁾ ₍₀₎	+ ₍₀₎						+				schiste oeilé	
			F7 159	++		++ ⁽¹⁾ ₍₀₎	++ ⁽¹⁾ ₍₀₎	+ ₍₀₎							+				"
			* 160	++			+	++								+			
		* 161	++			+	++ I												" (S. I, II)
		* 162	++			+	++ ⁽¹⁾ ₍₀₎												"
		b	F4 390	+	++	+				+						+			Phyl. br.
* 391	++				(+)	++ ⁽¹⁾ _I				+ I				+			"	Micaschiste (S. I, II)	
F7.57	++		+			+		+						+				Calcschiste	
Jur. sup. (?)	2	F4.392	+	++	+	(+)		+						+				Cipolin	
		F4.396	++				(+)		(+)			H?			+	(+)		métachert	
Jur. moy. sup. (?)	3	" 387	+			+ Ep.	+			+(+) 0	+ 1					+		métatuf siliceux?	
		" 388				+			+					+			Phyl. br.	métatuf ?	
		389	+	+			+ I		+						+			Calcschiste	
		* 386	(+)			+			(+)					+				métatuf [basite ?]	
		* 385	++			(+)			++			+		++	+		Sph.	métatuf (?)	
Jur. inf. bloc	4	* 398	(+)			+				+ 0	+ 1		+	0				métagabbro (?)	
Age ?	5	F4.614	+			(+)		+		+ 0	+ 1		+				Stilpno fump. ?	Amphibolite	
		* 615	++			+				v. + 0	vp. + 1			+			Stilpno Lamcar.	métatuf [basite ?]	
		* 616	++			+	+		+					++				micaschiste	

Tabl. III 33. - Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia). Coupe sur le flanc méridional de la crête de Kastani : série de Seskulon (fig. 257).

- schistes violets : quartz, feldspath (albite), mica blanc, amphibole incolore et minéraux opaques. S'y ajoutent de grands minéraux totalement transformés, qui sont probablement d'anciens pyroxènes. Il s'agirait donc de métatufs ou de roches éruptives basiques métamorphisées ;

- "métajaspes" : quartz (très abondant), phyllosilicates et minéraux opaques. Des grenats ont été reconnus sur des affleurements voisins ;

(4) et (5), des serpentinites (4) et des schistes brunâtres qui les surmontent (5) Ces schistes sont en général riches en épidote et amphibole vert pâle, auxquelles s'associent selon les cas, quartz, feldspath (albite ?), mica blanc, chlorite et parfois du stilpnomélane en rosette.

En bref, les termes (1) à (3) représenteraient une série continue (Paléozoïque à Jurassique p.p. ?) antérieure aux ophiolites (4). La signification précise des niveaux (5) est plus délicate à établir (klippe mise en place précocement, couverture des ophiolites ou matrice d'un ensemble chaotique à corps ophiolitiques ?).

b. COUPE SUR LE FLANC MERIDIONAL DE LA CRETE DU KASTANI.

Cette coupe (fig. 258 A), levée entre le relais de l'O. T. E. (Téléphone) au Nord-Est et le mont Strivos au Sud-Ouest, est pratiquement identique à la précédente, notamment en ce qui concerne les niveaux (1), (2) et (3). Elle en diffère principalement par le fait que les schistes et métajaspes de l'ensemble (3) sont recouverts, tectoniquement, par une masse ophiolitique importante et homogène (4), constituée en grande partie de pyroxénites à pyroxènes bien conservés.

Le passage entre les schistes oeilés albitiques (1) et les marbres en bancs peu épais (2) est bien visible quelques centaines de mètres à l'Ouest du relais O. T. E. sur la ligne de crête (fig. 258 B). Des bancs de calcschistes micacés s'intercalent dans les derniers mètres de la série schisteuse (1) et les schistes sommitaux de l'ensemble (1b) sont encore des schistes quartzofeldspathiques à mica blanc, de faciès proches des schistes oeilés sous-jacents (1a).

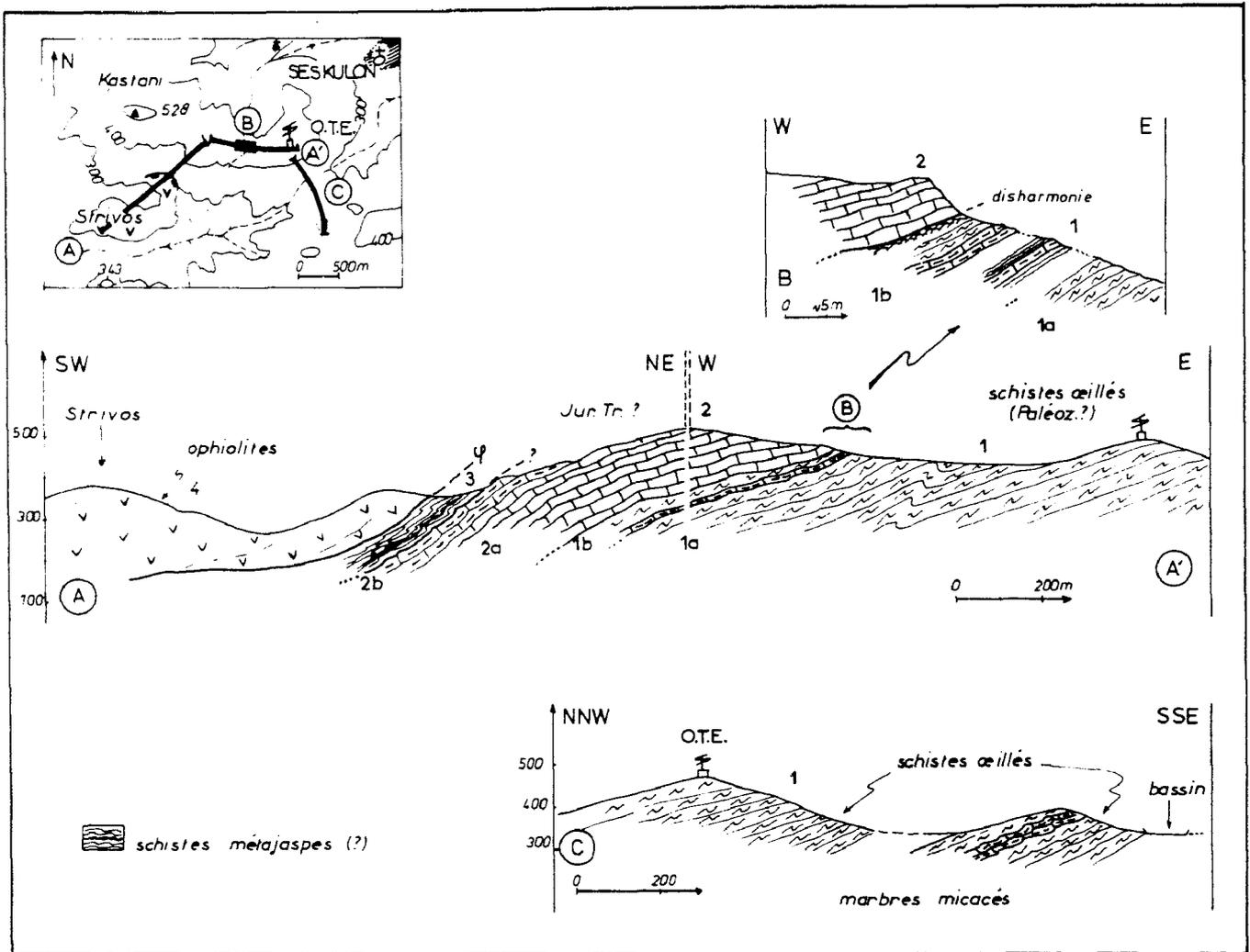


Fig. 258. - Séries Ouest-pagasetiques. Coupe sur le flanc méridional de la crête du Kastani (528 m), série de Seskulon. WP 2, fig. 256.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

c. COMPLEMENTS SUR LES SCHISTES OEILLES.

Au Sud du relais O. T. E. signalé précédemment (fig. 258 C), la "piste" qui relie les villages de Seskulon au Nord et de Nea Anchialos au Sud, longe un petit bassin artificiel destiné à la récupération des eaux de pluie. Au Nord-Est de ce petit bassin, une passée (épaisseur 20 à 30 m) de marbres beiges à mica vert pâle (phengite), parfois en lamelles centimétriques, est visible au sein des schistes oeilés feldspathiques. L'enrichissement des marbres en mica blanc à proximité des schistes oeilés -eux-mêmes riches en mica blanc- indique que le passage entre les marbres et les schistes est continu et non pas tectonique. Cette observation a une importance non négligeable, dans la mesure où l'une des interprétations envisageables est de considérer que les schistes oeilés (gneiss albitiques) dérivent d'anciens granites. Cette interprétation ne peut dès lors s'appliquer qu'à la partie basale de l'ensemble des schistes oeilés.

2. LES AFFLEUREMENTS AU SUD-EST DU MASSIF DE VELANIDIA : LA SERIE DU CAP ANGISTRI.

A l'Ouest et au Sud de la route Volos-Nea Anchialos, la quasi-totalité du Cap Angistri est occupée par une alternance de marbres en plaquettes et de schistes, parsemée de corps serpenteux. Cet ensemble constitue la partie supérieure d'une série appartenant à l'unité pagasetique occidentale, dont la base est représentée par la formation de schistes oeilés feldspathiques.

a. COUPE D'ENSEMBLE DE LA SERIE DU CAP ANGISTRI.

Une coupe, levée en direction NW-SE, depuis le virage principal de la route Volos-Nea Anchialos, à proximité du nouveau pont qui l'enjambe, jusqu'au bord de mer, permet d'observer de bas en haut (fig. 259 A et tabl. III 34) :

- (1) les schistes ocellés feldspathiques ;
- (2) à (5), une alternance de marbres en plaquettes et de schistes verdâtres, avec :
 - des marbres gris, en bancs assez épais (50 cm à 1 m), surmontés de marbres gris en plaquettes micacés ou à lits siliceux (2) ;
 - des schistes et calcschistes verdâtres, à rares intercalations de marbres (3). Les schistes contiennent quartz, calcite, albite et mica blanc ;
 - des marbres en plaquettes, parfois siliceux, s'enrichissant en passées schisteuses au sommet (4) ;
 - des schistes verts (5) formés essentiellement de quartz, calcite, mica blanc et épidote ;
- (6) et (7), des serpentinites (7) surmontant des roches très dures, rouges en surface (6). Deux faciès différents ont été observés au sein de ces roches particulières (6) :
 - des roches massives, verdâtres, constituées de chlorite verte, d'un minéral de teinte rosée de type grenat à extinction incomplète en lumière polarisée-analysée, et enfin de leucoxène-sphène (rodingite ?) ;
 - des roches à schistosité plus nette, de teinte rougeâtre, à quartz (?), feldspath non mâclé, chlorite, amphibole vert pâle (formant parfois un fin chevelu au sein des feldspaths) et stilpnomélane, qui confère sa couleur à la roche (cf. analyses à la microsonde).

b. QUELQUES PRECISIONS SUR LES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DE LA SERIE DU CAP ANGISTRI.

b1. Coupe dans la base de la série.

Cette coupe est levée sur la façade nord-occidentale, la plus abrupte, du mont Soros (212 m), et permet d'observer la base de la série décrite dans la coupe précédente, soit de bas en haut (fig. 259 B et tabl. III 34) :

- (1) les schistes ocellés feldspathiques, vert pâle ou grisâtres (1a), se terminant par des schistes micacés à intercalations de calcschistes également micacés (1b). Ces niveaux sommitaux (1b) montrent des traces d'écrasement, mais la présence de passées carbonatées annonçant les termes supérieurs conduit à admettre qu'il s'agit plutôt d'une disharmonie. Les schistes ocellés présentent l'association minéralogique suivante : quartz et mica blanc formant un fond de minéraux de petite taille au sein desquels apparaissent des yeux feldspathiques (albite) et de grands micas blancs. Du stilpnomélane (?) est localement visible, ainsi que de la calcite, notamment au niveau de l'ensemble (1b) ;
- (2) 40 m environ de marbres gris, assez massifs (2a), se terminant par des marbres micacés (2b) ;
- (3) plusieurs dizaines de mètres de schistes verdâtres à intercalations de marbres composés :
 - de schistes (3a) à quartz, feldspath (albite), calcite, chlorite, mica blanc, épidote (pistachite), sphène (?) et apatite (?) ;
 - des marbres en plaquettes, à niveaux siliceux soulignant les microplis (3b) ;
 - des schistes verdâtres micacés, à passées de roches à débit plus massif, riches en épidote (3c) ;
- (4) une formation essentiellement carbonatée à marbres micacés et niveaux schisteux intercalés. En dehors des minéraux habituels, feldspath (albite), calcite, chlorite et épidote, ces schistes contiennent également des amphiboles bleu-vert et des amphiboles vert pâle de type actinote. Ces dernières, souvent conservées dans des albites, paraissent être antérieures aux amphiboles bleu-vert.

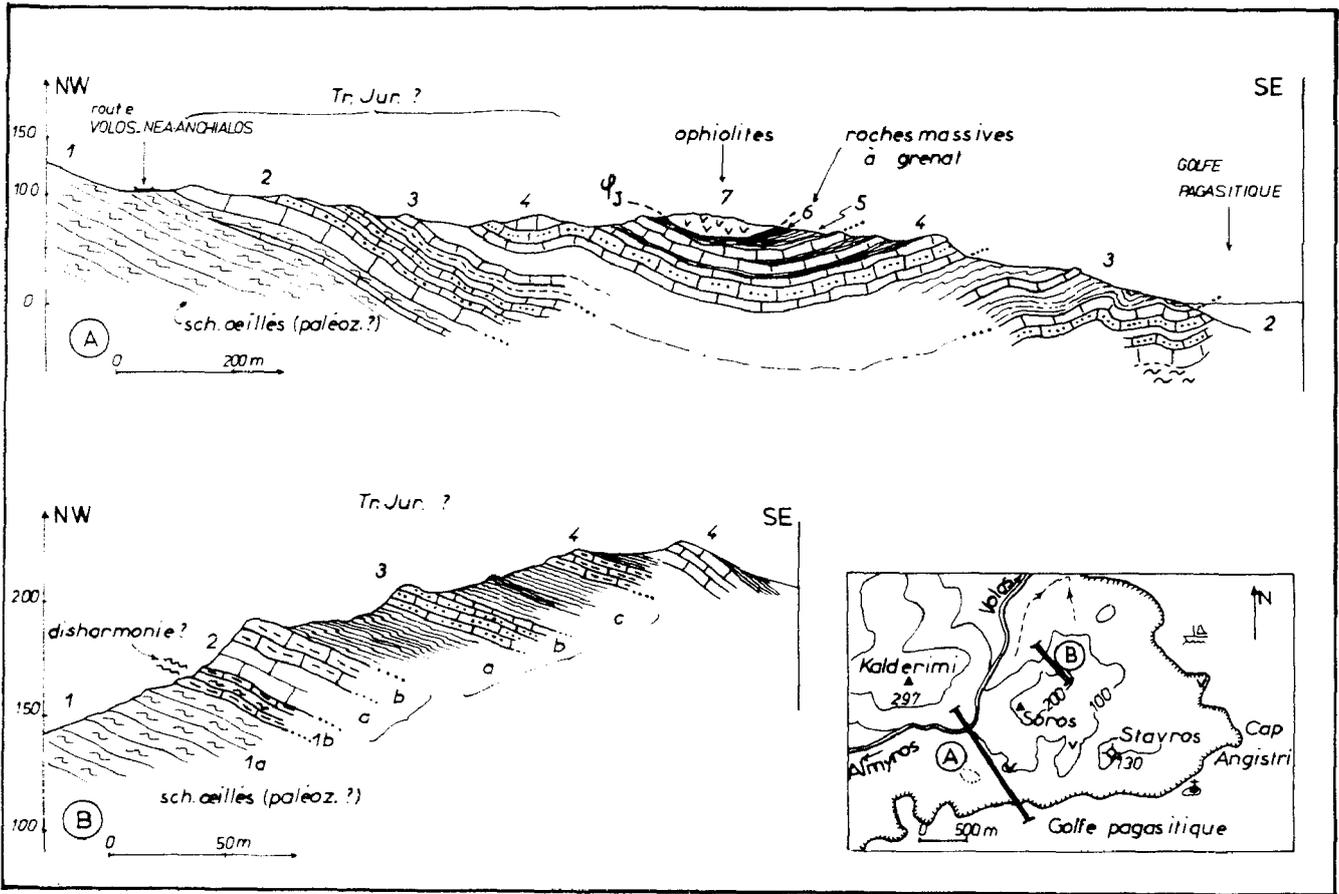


Fig. 259. - Séries Ouest-pagasitiques, série du cap Angistri. Coupe d'ensemble (A) et coupe détaillée de la base de la série (B). WP 3 (A) et WP 4 (B) fig. 256.
Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

Coupes WP 3 (A) / WP 4 (B)		Mét.	O	Cc.	A b.	M. bl.	Stilpn	Chl.	Amph. ante	Amph. vp.-inc.	Amph. bl./bl.-v.	Pyr.	Ep.	Gr.	Ox.Op.	divers	ROCHES
Trias - Jur ?	(A) 1	F4 513	+		+	+		+		(+)			+ 0			Sph. ? Apat. ?	sch. oeilé
	3	" 517	(+)		++	+		++		vp. - inc. ?	bl./bl.-v. ?		++				chloritosch.
		" 522	(+)	+	+	+								class. ? ++			schiste
	4	" 521	++	++	+	+									+	Sph.	marbre siliceux
		" 519	++	+			++							(+)		Sph.	micasch.
	5	" 518							+	+			++		(+)	Pump. ?	épidote
		" 531							+				+	++		Leucox.	r. massive à grenat
" 532	++			+		++	+		+			+		+		sch. rouge	
Trias - Jur ?	(B) 1	a	F5 140	+	+	+	+										sch. oeilé
		b	" 139	+	++	+	+								+		calcs chiste
	3	" 142	+	+	+	+		+					+		Sph. ? Apat. ?	sch. vert (S: I, II)	
	4	" 147	(+)	+	+	2 (1) ?		++			+		++				chloritosch.
		" 148	+			2 (1) ?		+		++ 1 (1) ?			++		+		amphibolite
4 (?)	" 149	+	+	+	2 (1) ?		++			vp. - inc. ?		+		+	Sph.	chloritosch.	
cf. 3 (W. de A)	F8.236	(+)				+			+	1 (1) ?		+				amphibolite	

Tabl. III 34. - Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : Série du Cap Angistri (fig. 259).

b2. Les schistes supérieurs situés sous les serpentinites

Sur la côte orientale du Cap Angistri, affleure un petit corps de roches ultrabasiques serpentinisées. Au microscope, les schistes situés à leur base se révèlent être formés de quartz, feldspath (albite ?), calcite, chlorite, épidote, sphène, mais aussi d'amphibole bleu-vert.

b3. Les affleurements de Maranthos.

Au Sud de Maranthos, un cap allongé selon la direction Nord-Sud, isole une baie au fond de laquelle est installé le village de Maranthos. Ce cap offre une coupe pratiquement complète de la série du Cap Angistri avec ses alternances de marbres et de schistes.

Des faciès métamorphiques particuliers constituent une grande partie du terme schisteux le plus épais ; il s'agit d'amphibolites à quartz, épidote, mica blanc et amphibole vert pâle de type actinote.

C. PROBLEMES POSES PAR LES AFFLEUREMENTS SUD-OCCIDENTAUX : LA SERIE DE NEA ANCHIALOS.

Les terrains qui affleurent dans les collines qui bordent, au Nord, le village de Nea Anchialos rappellent par leurs alternances de marbres souvent en plaquettes et de schistes fins, les séries du Cap Angistri. Toutefois, les faciès des schistes sont quelque peu différents et surtout un corps de serpentinite visible sur une longueur d'un kilomètre environ s'intercale dans cette série. Diverses hypothèses seront envisagées pour expliquer cette particularité.

1. COUPE D'ENSEMBLE LE LONG DU VALLON ENTRE LE RACHI STAMATI (AU SUD EST) ET LE SOMMET COTE 358 m (AU NORD-OUEST).

Cette coupe (fig. 260 A) passe juste au Sud de l'affleurement de serpentinite signalé ci-dessus ; toutefois, la position de ce dernier est rappelée sur la coupe proposée sous la forme d'un corps serpentineux de petite taille situé au sein des schistes entaillés par la piste.

Du Sud-Est au Nord-Ouest et de bas en haut, on observe successivement (fig. 260 A) :

- (1) les schistes ocellés, feldspathiques, qui s'enrichissent en niveaux carbonatés à la partie supérieure ;
- (2) des marbres gris-blancs, en bancs assez massifs (50 cm à 1 m), d'épaisseur totale variable (50 à 100 m), à passées riches en mica blanc ;
- (3) des schistes verts et jaunâtres, comprenant des roches à débit massif rappelant les métatufs ou les métavolcanites observées dans diverses séries métamorphiques du Pelion. C'est dans cet ensemble que, plus au Nord, s'intercalent les serpentinites ;
- (4) un ensemble essentiellement carbonaté, formé de marges gris, massifs ou en plaquettes (4a et 4c), encadrant une formation faite d'une alternance de marbres micacés, de calcschistes et de schistes (4b). Sur le terrain, des variations de grain au sein des schistes quartzeux évoquent des "graded-bedding". En outre, les marbres micacés et les calcschistes ont une allure de microbrèches. Au microscope, les granoclasses des schistes quartzeux sont encore bien reconnaissables, mais le caractère microbréchiq ue des niveaux carbonatés est plus difficile à mettre en évidence : des plages arrondies, constituées de minéraux (chlorite et opaques surtout) différents des minéraux qui les entourent (calcite et quartz) pourraient représenter des éléments détritiques et notamment des lithoclastes (éruptifs ?) au sein de ces niveaux. Les associations minéralogiques observées sont les suivantes :
 - niveaux schisteux : quartz, mica blanc, albite (?), chlorite brunâtre, tourmaline verte, calcite et minéraux opaques. Les schistes fins sont riches en mica blanc, les niveaux à grain plus grossier, en quartz. Certains schistes verts apparaissent en revanche constitués de chlorite, épidote et feldspath (albite ?) ;
 - les marbres et calcschistes : le fond est constitué de calcite, de grains

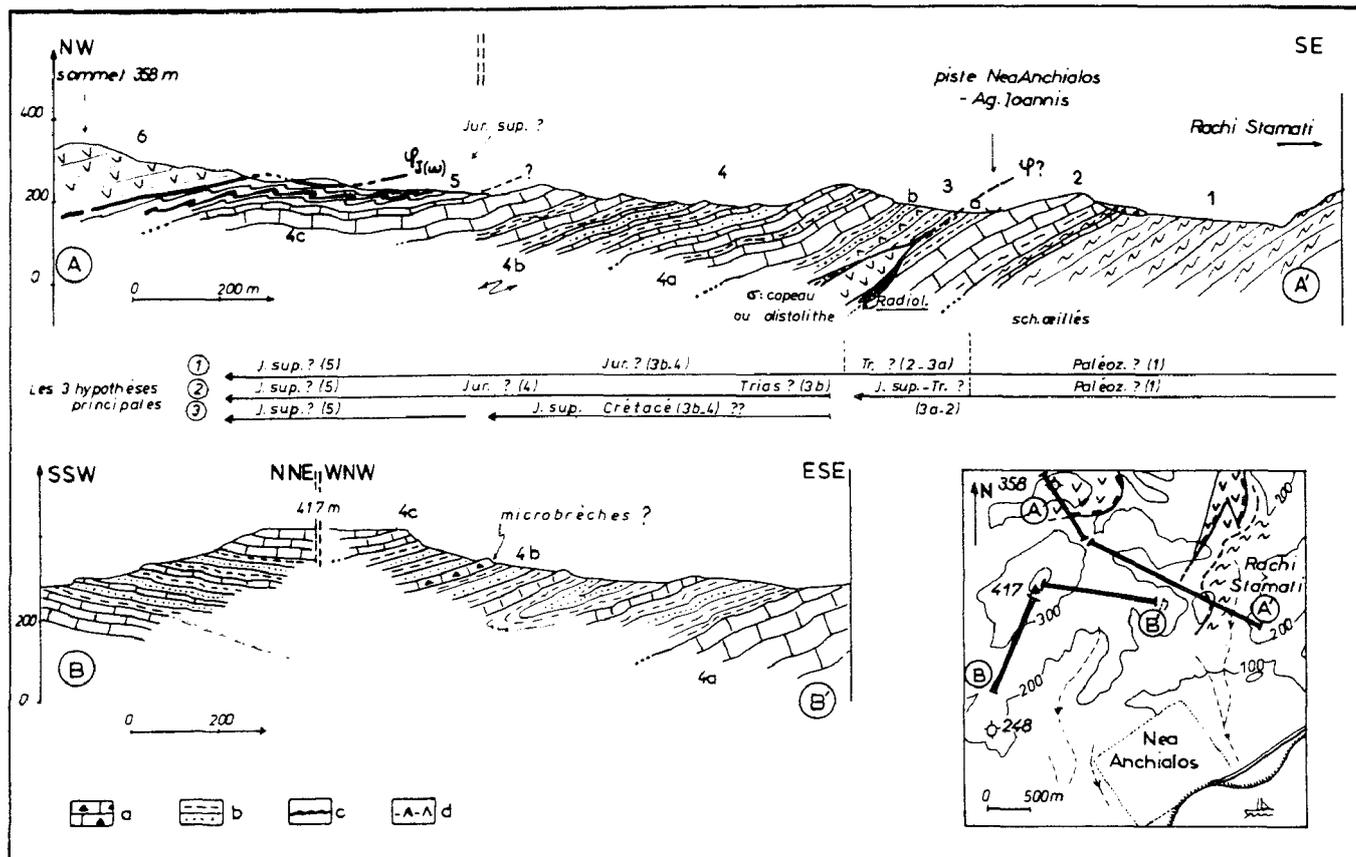


Fig. 260. - Séries Ouest-pagasitiques, série de Nea Anchialos. Coupes d'ensemble. WP 5 (A) et WP 6 (B) fig. 256.

a. marbres d'aspect microbréchique. - b. formation de schistes fins et de bancs quartzeux (ex-grès ?). - c. schistes et méta-jaspes (?). - d. métagraywackes, métatufs (?), metabasites (?).
 Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

de quartz et de feldspath qui entourent des plages arrondies ou anguleuses constituées de chlorite verte à teinte de polarisation brun-vert, englobant des minéraux opaques, ou bien de quartz et de mica blanc soulignant des schistosités obliques par rapport à la schistosité générale de la roche ;

- (5) des schistes verts ou violets, à passées plus siliceuses qui représentent probablement d'anciens jaspes. Les schistes verts sont riches en amphiboles incolores à vert pâle de type actinote ;
- (6) un ensemble de roches éruptives sombres représentant les ophiolites, constituées de péridotites en partie serpentinisées et de pyroxénites.

Remarque : une coupe subparallèle à la précédente, levée sur le flanc oriental du sommet coté 417 m, permet d'observer dans de très bonnes conditions les niveaux (4) et notamment les faciès carbonatés d'aspect microbréchique (fig. 260 B).

2. ANALYSE DETAILLÉE DE QUELQUES PROBLEMES PARTICULIERS.

a. LE PASSAGE DES SCHISTES OEUILLÉS FELDSPATHIQUES AUX MARBRES SUS-JACENTS.

Le contact entre ces deux formations situées à la base de la série de Nea Anchialos (1 et 2, fig. 260) est facilement observable dans le vallon qui recoupe la piste principale Sud-Nord venant de Nea Anchialos, juste avant qu'elle ne traverse le grand affleurement de serpentinite.

D'Est en Ouest et de bas en haut, on relève successivement (fig. 261 A) :

- (1a) la masse principale des schistes oeuillés feldspathiques et micacés ;

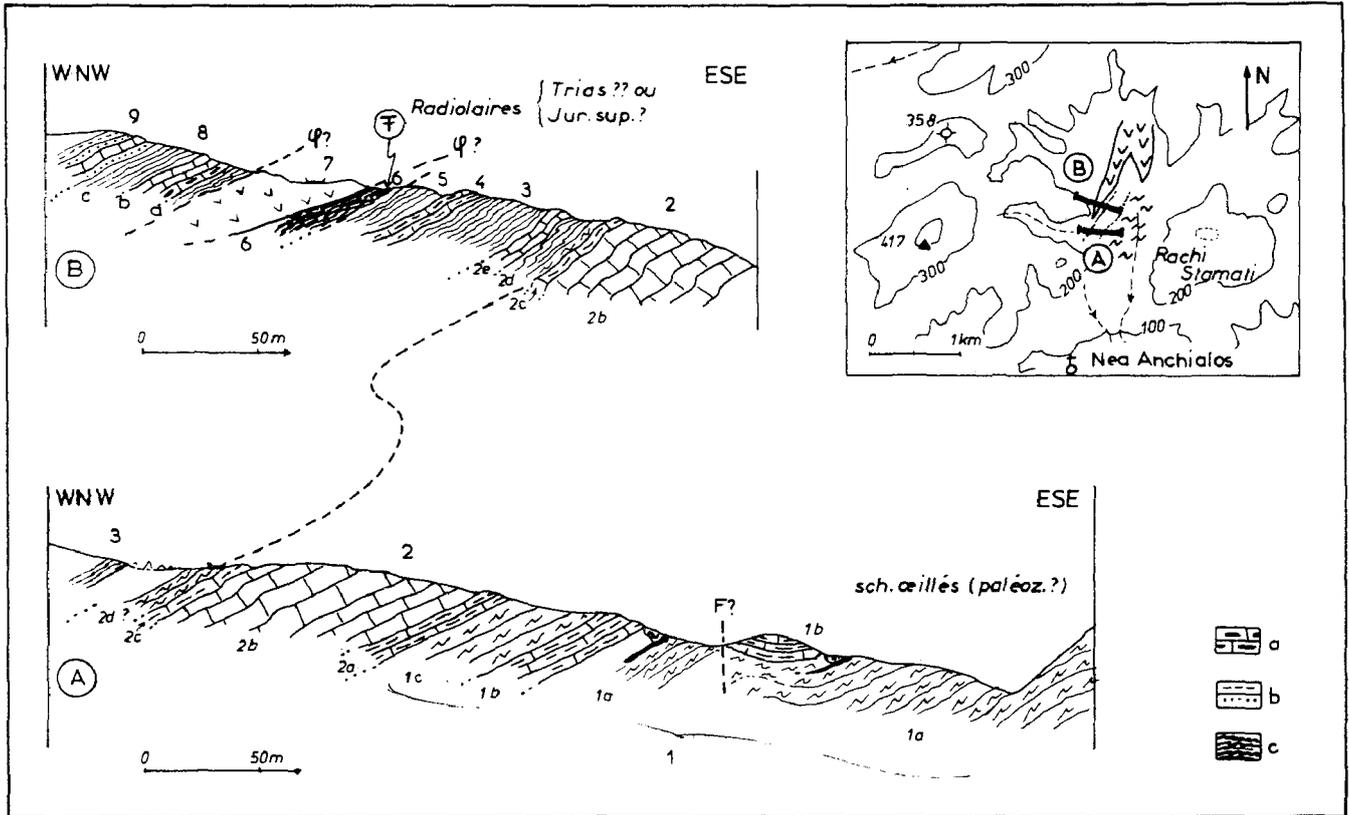


Fig. 261. - Série Ouest-pagasetique, série de Nea Anchialos. Coupes détaillées.

a. passage des schistes ocellés aux marbres. - b. problème des serpentinites intercalées dans la série. WP 7, fig. 256.

a. marbres à lits siliceux. - b. formation à schistes fins (ex-pélites) et niveaux quartzeux (ex-grès ?). - c. méta-radiolarites noires à Radiolaires recristallisés.

Numéros : voir texte. Autres figurés : fig. 185 B.

- (1b) des marbres micacés et des calcschistes, séparés des schistes sous-jacents par des passées métriques siliceuses blanches (filons de quartz laiteux) ;
- (1c) des schistes feldspathiques et micacés, verdâtres, semblables à ceux de la base (1a) ;
- (2) une masse de marbres gris, en bancs massifs (2b), passant progressivement, par l'intermédiaire de niveaux carbonatés riches en mica blanc (2a et 2c), aux schistes feldspathiques sous-jacents (1c) mais aussi aux schistes sus-jacents (2d). Ces schistes supérieurs (2d) sont peu épais mais ils rappellent encore par leur faciès, les schistes ocellés feldspathiques typiques (1a et 1c) ;
- (3) après quelques mètres d'éboulis, des schistes fins.

Interprétation : malgré la présence de filons siliceux blanchâtres entre les niveaux de schistes ocellés (1a) et de marbres micacés (1b), l'existence même de ces bancs carbonatés (1b) à la partie supérieure des schistes, et de marbres micacés (2a) entre les marbres massifs (2b) et les schistes sous-jacents (1c), indique sans ambiguïté, me semble-t-il, que le contact entre les schistes et les marbres sus-jacents est un contact progressif et non pas tectonique.

b. LE PROBLEME DES SERPENTINITES INTERCALEES DANS LA SERIE DE NEA ANCHIALOS (OLISTOLITHE OU COPEAU TECTONIQUE).

Une coupe (fig. 261 B) située à 100 m au Nord de la coupe précédente, permet non seulement d'observer les serpentinites intercalées dans la série de Nea Anchialos, mais aussi d'étudier le contexte dans lequel elles apparaissent.

La coupe B (fig. 261) a été levée sur le flanc septentrional du vallon qui a permis de décrire le contact entre les schistes ocellés et les marbres sus-jacents (fig. 261 A).

Trois ensembles peuvent être distingués sur cette transversale : les serpentinites, leur soubassement et leur couverture. Les différentes formations qui les composent sont repérées sur la coupe B par des numéros qui n'ont pas la même signification que sur la coupe d'ensemble (Rachi Stamati, sommet 358 m ; fig. 260 A) :

- le soubassement des serpentinites. Sur les marbres et schistes sommitaux (2), on reconnaît (fig. 261 B) :

- (3) des schistes verts à quartz et mica blanc parfois brunâtre, et des calcschistes à calcite, épidote (pistachite), plagioclase (albite), mica blanc, chlorite et minéraux opaques ;
- (4) des marbres micacés à calcite et mica blanc, mais aussi chlorite, plagioclase (albite ?), minéraux opaques et sphène ;
- (5) des schistes jaunâtres, micacés ;
- (6) des quartzites noires, à schistosité parfois marquée, au sein desquels on reconnaît au microscope des fantômes d'organismes correspondant très certainement à des Radiolaires ;

- les serpentinites (7) ;

- la couverture des serpentinites. Elle peut être subdivisée en deux ensembles ;

- (8) un ensemble basal fait :
 - de schistes verts à quartz, chlorite, mica blanc, épidote et amphibole vert pâle et de calcschistes à calcite, quartz, chlorite et mica blanc (8a) ;
 - de marbres blancs, à lits siliceux microplissés (8b) ;
 - de schistes verts à quartz, plagioclase (albite ?), chlorite, épidote (pistachite), calcite et amphibole vert pâle ;
- (9) un ensemble supérieur constitué d'une alternance de marbres en plaquettes et de schistes plus ou moins quartzeux à allure de grès pélitique. Ces niveaux semblent être les équivalents des niveaux (4b) de la coupe générale (fig. 260 A).

Latéralement, c'est-à-dire plus au Nord, le niveau (9) repose directement sur les serpentinites. En outre, à proximité du contact oriental, entre les serpentinites et leur soubassement, existent des blocs d'une roche grisâtre, dure, à débit massif, qui s'avère être constituée pour l'essentiel de plagioclase, d'épidote et d'amphibole bleu-vert.

3. CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES DE NEA ANCHIALOS.

Le problème de la signification de ces séries sera abordé dans les conclusions générales relatives aux séries Ouest-pagasitiques.

Je rappellerai simplement ici les faits les plus marquants :

- la présence de faciès carbonatés d'aspect microbréchiq, associés à des niveaux probablement gréseux, dans des termes supposés triasico-jurassiques (4, fig. 260 A) ;
- l'existence d'un corps de serpentinite sur des métaradiolarites, au sein de la série (copeau tectonique ou olistolithe ?) (7, fig. 261 B et conclusions paragraphe E) ;
- le passage continu entre les schistes ocellés de la base de la série et les marbres sus-jacents (1 et 2, fig. 261 A).

D. DONNEES PETROGRAPHIQUES COMPLEMENTAIRES.

1. LES ECHANTILLONS ANALYSES (SERIE OUEST-PAGASITIQUE).

Les analyses à la microsonde effectuées à ce jour ne portent que sur deux échantillons, qui ont été prélevés dans les formations schisteuses supérieures supposées mésozoïques (jurassiques ?), aux extrémités nord-occidentale (F4-450) et sud-orientale (F4-532) du massif de Velanidia (fig. 256).

Les analyses chimiques de ces roches et leur composition minéralogique définie au microscope optique sont rappelées dans le tableau III 35.

UNITE PAGASITIQUE OCCIDENTALE : SERIES OUEST-PAGASITIQUES														
ANALYSES ROCHES				ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES				MINERAUX		AMPHIBOLES		Mica blanc		STILPNO.
Ech.	F5-223	F4-450	F4-532	Min*	Ech.	F4-450	F4-532	Ech.	F4-450	F4-532	F4-450	F4-532	F4-450	F4-532
% Oxydes								% Oxydes						
SiO ₂	11,77	49,4	67,3	Q		+	++	SiO ₂	55,71	55,11	50,89	45,71		
Al ₂ O ₃	45,56	15,46	12,18	Cc				TiO ₂	0,03	0,06	0,03	0,05		
Fe ₂ O ₃ t	29,82	10,82	5,74	Ab		(+)	+	Al ₂ O ₃	1,80	0,36	24,32	5,69		
FeO				M.bl.		++		Cr ₂ O ₃			-	0,14		
Fe ₂ O ₃ }				Bi				Fe O*				24,70		
MnO	0,03	0,12	0,3	Chl		+	+	Fe ₂ O ₃ }	12,04	1,16	5,28			
MgO	0,35	6,46	3,06	Amph. anté				FeO	8,01	15,34	0,90			
CaO	-	5,49	2,61	" vp.-inc.			+	MnO	0,11	0,82	0,01	2,17		
Na ₂ O	0,36	3,94	6,3	" bl.-bl.-v.		++		MgO	12,35	14,05	3,71	6,10		
K ₂ O	0,13	1,48	0,17	LW				CaO	3,57	10,00	0,04	0,05		
TiO ₂	2,89	0,47	0,64	Ep		++	+	Na ₂ O	5,87	0,77	0,05	0,60		
P ₂ O ₅		0,05	0,08	Gr				K ₂ O	0,03	0,08	9,99	1,20		
P.F	8,87	5,6	1,51	Ox.			+	H ₂ O	2,13	2,06	4,46	7,34		
TOTAL	99,78	99,29	99,89	Stilpno.			++	TOTAL	101,65	99,82	99,68	93,76		
									base :		23	0.	22	0.

Si	7,862	8,010	6,846	7,464
Al ^{IV}	0,138		1,154	
	8,000	8,010	8,000	1,095
Al	0,162	0,062	2,702	
Ti	0,003	0,007	0,003	0,006
Cr	-	-	-	0,018
Fe ³⁺	1,278	0,127	0,534	3,373
Fe ²⁺	0,946	1,865	0,102	
Mn	0,013	0,101	0,001	0,300
Mg	2,598	3,044	0,744	1,486
	5,000	5,205	4,086	
Ca	0,540	1,557	0,006	0,008
Na	1,606	0,217	0,013	0,190
K	0,005	0,015	1,714	0,250
	2,151	1,789	1,733	
OH	2,000	2,000	4,000	4,000

Tabl. III 35. - Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : Analyses des roches (C. R. P. G. Nancy ; quantométrie) et des minéraux (microsonde électronique de Louvain ; analyste : Vautier). Amphiboles (base 0 = 23) ; Micas blancs (base 0 = 22) ; Stilpnomélane (base 0 = 24). Fe⁰ : Fer total sous forme de FeO.

2. PRECISIONS RELATIVES A LA NATURE DES MINERAUX.

Les minéraux analysés à la microsonde sont des amphiboles, des micas blancs et du stilpnomélane, provenant des deux échantillons signalés ci-dessus. Je ferai appel également à certains des résultats obtenus par Frost (1976), sur les affleurements les plus orientaux des séries Ouest-pagasitiques.

a. LES FELDSPATHS.

Albite : elle a été reconnue (dét. opt.) dans les différentes formations lithologiques des séries Ouest-pagasitiques, y compris les formations carbonatées.

Orthose : ce feldspath est présent à l'état de reliques dans les schistes ocellés de Seskulon (analyse de Frost, 1976).

b. LES MICAS BLANCS.

Micas blancs de type phengite : l'analyse proposée (F4-450) (tabl. III 35 et fig. associée) montre qu'il s'agit bien de phengite (Si : 6,93 ; Al : faible ; (Mg + Fe) : fort).

Muscovite : les grands micas blancs reliques, observés dans les schistes ocellés de Seskulon, peuvent être des muscovites (analyse de Frost, *op. cit.* et observations au microscope).

c. LA BIOTITE.

Elle existe très probablement à l'état de reliques altérées dans les schistes ocellés inférieurs (dét. opt.).

d. LE STILPNOMELANE.

Il a été déterminé avec certitude dans l'échantillon F4-532 (tabl. III 35). Sans qu'il soit très fréquent, ce minéral est assez bien représenté dans les différents secteurs d'affleurement des séries Ouest-pagasitiques. De belles aiguilles de stilpnomélane en rosette existent même dans les schistes qui surmontent les serpentinites, au Sud-Est d'Agios Georgios.

e. LES AMPHIBOLES.

Amphibole vert-bleu (éch. F4-450) : l'analyse obtenue se place dans le champ des Mg₂ riebeckites dans le diagramme de Miyashiro réservé aux amphiboles sodiques (tabl. III 35 et fig. associée).

Amphibole vert pâle (éch. F4-532) : cette amphibole calcique est de type actinote (diagramme de Leake ; tabl. III 35).

f. LES GRENATS.

Deux types de grenats sont reconnaissables en lame mince, au microscope optique :

- *des grenats en petits grains* (100 μ environ), présents dans des métacherts en compagnie de piémontite ; il s'agit probablement de spessartine (ex. : près du mont Kastani, F3-683 ; fig. 256) ;

- *des grenats en plages mal définies*, de teinte jaune-orangé en lumière naturelle, à extinction incertaine en lumière polarisée analysée, correspondant peut-être à du grossulaire ou de l'hydrogrossulaire (ex. : secteur du Cap Angistri, F4-531 ; fig. 256). Frost (1976) signale en effet ce minéral dans le secteur du Cap Angistri.

g. LES EPIDOTES.

Trois types, au moins, peuvent être distingués au microscope optique :

- *pistachite* : elle est présente et parfois abondante dans les différentes formations lithologiques ;

- *piémontite* : cette épidote, rose-rouge, accompagne le grenat dans les métacherts du mont Kastani (F3-683, fig. 256) ;

- *allanite* (?) : dans les schistes ocellés de Seskulon, de nombreux grains d'épidote relique, de grande taille, probablement associés à l'origine à l'association orthose-muscovite-biotite, présentent un pléochroïsme dans les teintes brun-rouge, qui permet de penser qu'il s'agit d'allanite. Une analyse de Frost (1976) confirme la présence de ce minéral dans les schistes ocellés orientaux.

h. LES CHLORITES.

Elles n'ont pas été analysées à la microsonde, mais elles sont relativement abondantes dans les schistes et aussi dans les faciès carbonatés des séries Ouest-pagasitiques.

3. DISTINCTION DES PARAGENESES SUCCESSIVES.

a. LES SCHISTES OEILLES FELDSPATHIQUES ("FORMATION DES SCHISTES DE SESKULON").

Cette formation très puissante apparaît assez homogène, tant au niveau minéralogique qu'au niveau des schistosités. Elle est, par ailleurs, souvent affectée par une mylonitisation importante. Son âge paléozoïque possible, justifie que ces schistes ocellés soient analysés à part.

La nature et la taille des minéraux rencontrés, ainsi que l'analyse des auréoles réactionnelles, permettent de distinguer les associations minéralogiques suivantes :

- une première association, d'origine sédimentaire (arkose ?), métamorphique (gneiss ? ou mieux magmatique (granite), comprenant des minéraux de grande dimension : quartz, orthose, biotite, muscovite et allanite (?) ;

- la paragenèse métamorphique principale (alpine), à quartz, albite, mica blanc (phengite), pistachite, apatite (rare) et chlorite parfois tardive (?) .

L'analyse des rapports entre minéraux et schistosité n'apporte pas d'indications fondamentales :

- la schistosité la mieux marquée (S1), qui se confond le plus souvent avec les plans de mylonitisation, est liée à la paragenèse alpine principale. Elle est parfois reprise par des schistosités postérieures, mais celles-ci ne semblent pas être associées à des recristallisations majeures ;

- les minéraux de la première association sont réorientés dans la schistosité S1. Rien ne permet d'affirmer que ces minéraux étaient à l'origine dans des plans privilégiés.

b. LES FORMATIONS ANTE-OPHIOLITIQUES SUPPOSEES MESOZOIQUES.

Ces formations comprennent des marbres et des schistes (et des métatufs ?) qui constituent des ensembles puissants nettement distincts, ou des alternances d'épaisseur métrique ou décimétrique.

Les observations rapportées ci-dessous concernent plus particulièrement les séries de Seskulon et du Cap Angistri, les séries de Nea Anchialos étant plus complexes.

b1. Relations entre minéraux.

Les observations significatives sont rares, en raison notamment de la dimension modeste des minéraux exprimés. On peut retenir :

- la présence d'albite poecilitique, englobant des aiguilles d'amphibole vert pâle, dans des échantillons où des lits chloriteux se développent parallèlement à des lits d'amphibole bleu-vert (présence de deux paragenèses successives) ;

- l'existence, juste sous les serpentinites, au Nord-Ouest du mont Kastani, de roches particulières (métabasites ?) à amphibole verdâtre auréolée d'une frange d'amphibole bleu-vert ou même bleue.

b2. Relations entre minéraux et structures tectoniques.

Les roches ici considérées présentent une foliation principale (S1) marquée par les minéraux suivants : quartz et/ou calcite, albite, mica blanc, amphibole incolore, vert pâle ou bleu-vert, pistachite, stilpnomélane, chlorite (parfois tardive) et parfois sphène, tourmaline, apatite et grenats.

Cette foliation est reprise par des plis parfois subisoclinaux, à schistosité de plan axial (S2) ; mais il ne semble pas que celle-ci soit associée à des recristallisations importantes, seuls des minéraux phylliteux réorientés ou de néogenèse soulignant ces plans (S2).

c. LES FORMATIONS SCHISTEUSES SURMONTANT LES OPHIOLITES.

Ces formations sont celles qui affleurent sur le flanc septentrional du mont Kastani. Leur âge n'est pas connu.

Les paragenèses observées sont comparables à celles des formations précédentes, et l'analyse des relations entre minéraux, ou des relations minéraux-structures tectoniques, ne fournit pas d'indications supplémentaires quant à la chronologie des recristallisations.

d. DONNEES RADIOMETRIQUES.

Elles concernent uniquement les minéraux de base des séries Ouest-pagasitiques, et notamment les "schistes ocellés de Seskulon".

Certains âges obtenus sont quelque peu surprenants.

Résultats (tabl. III 36) : K/Ar sur micas blancs, Pi 18 et Pi 29 (situation fig. 256).

Dans la mesure où aucune phase majeure de cet âge (Crétacé supérieur) n'est connue dans le secteur étudié, il est possible que ces âges ne représentent que des âges anciens, hercyniens ou anté-crétacé supérieur, plus ou moins rajeunis lors des événements tertiaires.

Cependant, des âges voisins ont été obtenus sur des micas blancs provenant d'une formation lithologique comparable affleurant en Othrys orientale (schistes parfois oeuillés de Pteleon), par Hynes *et al.* (1972) et Smith *et al.* (1975).

Par ailleurs, des âges comparables provenant d'orthoigneiss (ex-granites) ont été obtenus par Bonneau *et al.* (1980 a), dans les Cyclades, à Syros même (voir aussi Kreuzer *et al.*, 1982).

	Echantillon (fract. μm)	Alm-Ar (nl/g STP)	Rad-Ar (nl/g STP)	K (% pds)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{A}$ $\times 10^{-3}$	$^{40}\text{A}/^{36}\text{A}$	Datation K/Ar (m.a.)
SÉRIE W - PAGASIT. : SCH. OEILLÉS SESKULON	Pi-18 (Pheng)	0,47	30,43	8,834	3745	19510	86,5 m.a.
	125 μm	16	16	33			6
	125-63 μm	0,50	26,62	8,74	3475	16110	76,7 "
		3	14	45			6
	63-36 μm	1,41	24,54	8,694	1225	5465	71,2 "
		4	13	32			5
	Pi-29	4,9	100,97	8,76	355	6410	274,6 "
	Mica bl. (250-125 μm)	2	1,05	45			3,0
	Pheng. (125-63 μm)	1,57	31,86	9,005	1137	6310	88,8 "
		22	19	47			7
Pheng. (63-36 μm)	1,23	27,36	8,666	1400	6900	79,5 "	
	4	15	33			5	

Tabl. III 36. - Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : Datations K/Ar sur micas blancs.

Conditions : voir Tabl. III 8 A.

Ech. Pi 18 et Pi 29 : Schistes oeuillés de Seskulon (fig. 256).

e. CONCLUSIONS : LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES SUCCESSIVES.

e1. Associations antérieures (PW-a) au métamorphisme alpin.

Minéraux d'origine non déterminée : l'association à orthose, muscovite et biotite de grande dimension, observée dans les schistes oeuillés de Seskulon, peut être interprétée de différentes façons, selon que l'on considère que les roches soumises au métamorphisme alpin de type "schistes verts" étaient, à l'origine, de nature sédimentaire (arkoses), métamorphique (orthoigneiss ou paragneiss à deux micas) ou éruptive (granites).

Quoi qu'il en soit, cette association pourrait être d'âge paléozoïque, si l'on admet qu'elle est comparable à celles que l'on observe en Othrys orientale (*cf.* 2e partie, chapitre I), et si l'on tient compte de l'âge absolu sur l'échantillon Pi 29 (274,6 MA).

Minéraux dont l'origine sédimentaire est facilement identifiable : c'est le cas de nombreux minéraux présents dans les schistes supérieurs des séries de Nea Anchialos, qui recouvrent le grand corps de serpentinite intercalé dans ces séries. On y reconnaît en effet des faciès détritiques terrigènes, plus ou moins granuloclassés, à grains de quartz arrondis, et des faciès détritiques carbonatés où certains éléments chloriteux pourraient correspondre à des débris (éruptifs ?) chloritisés.

e2. Les métamorphismes alpins (PW-b, PW-c).

Dans de rares cas (séries du Cap Angistri), il a été possible d'observer, au sein des séries supposées triasico-jurassiques, des associations minéralogiques successives :

- la plus récente (PW-c) paraît être caractérisée par la présence d'amphibole bleutée à bleu-vert (Mg-riebeckite dans le cas analysé) associée à albite, pistachite et chlorite ;

- de la paragenèse antérieure (PW-b) ne subsistent que de grandes épidotes (pistachite) et des amphiboles vert pâle (actinote dans le cas analysé) conservées dans des albites poecilites.

L'association (PW-c) est probablement d'âge tertiaire ; l'autre paragenèse (PW-b) peut être attribuée à titre d'hypothèse aux phases paléohelléniques (ou moins vraisemblablement, à un épisode tertiaire précoce).

Quelques minéraux phylliteux soulignent des plans de schistosité reprenant la foliation la plus récente.

E. NATURE ET SIGNIFICATION DES SERIES OUEST-PAGASITIQUES : LES DIFFERENTES HYPOTHESES.

Un des problèmes majeurs qu'il faut résoudre pour cerner la signification des séries Ouest-pagasitiques est de déterminer la nature des relations originelles entre les schistes oeilés de Seskulon d'une part, et les formations sous-jacentes (série de Paliouri) et sus-jacentes (schistes et marbres infra-ophiolitiques du massif de Velanidia).

1. NATURE DES RELATIONS ENTRE LES SCHISTES OEILLES DE SESKULON ET LES FORMATIONS QUI L'ENCADRENT.

a. CONTACT DES SCHISTES OEILLES AVEC LES MARBRES ET SCHISTES SUPERIEURS.

Des traces de tectonisation existent entre ces deux ensembles lithologiques dans les différentes coupes étudiées.

En revanche, des alternances de schistes quartzeux, parfois oeilés, ou de schistes fins à amphibole, de calcschistes et de marbres, sont toujours présentes à ce niveau, indiquant, me semble-t-il, qu'il s'agit d'un contact stratigraphique normal (fig. 261 A) (+).

Enfin, si des serpentinites s'observent à proximité du contact entre ces deux ensembles au Nord de Nea Anchialos (fig. 261 B), celles-ci ne reposent pas directement sur les schistes oeilés, mais sur une série peu épaisse de marbres et de schistes passant progressivement aux schistes oeilés. Si ces serpentinites soulignent un contact tectonique, il ne s'agit pas du contact qui nous intéresse ici.

J'admettrai donc que le contact entre les schistes oeilés de Seskulon et les marbres et schistes supérieurs est un contact normal, simplement perturbé lors des phases tectoniques successives.

b. CONTACT INFERIEUR ENTRE LES SCHISTES OEILLES ET LA SERIE DE PALIOURI.

Lorsque les conditions d'observation le permettent, on constate qu'il existe un contact tectonique entre ces deux ensembles (cf. chapitre consacré à la série de Paliouri ; 3e partie, chapitre III, paragraphe III).

Cependant, en l'absence de preuves paléontologiques et dans la mesure où il n'existe pas de copeaux tectoniques particuliers au niveau de ce contact, un doute demeure quant à son importance.

(+) J'ai interprété différemment un contact présentant des caractéristiques assez voisines entre l'unité pagasitique orientale et des schistes oeilés passant latéralement aux schistes inférieurs de la série pélagonienne, dans le Pelion méridional (fig. 217), car il s'agissait là d'une observation unique, les autres contacts paraissant différents.

Après avoir admis, dans une étude préliminaire de ces secteurs, qu'il s'agissait d'un contact mineur (Ferrière, 1976 a), j'ai considéré par la suite, en fonction de nouvelles observations et de comparaisons avec les régions voisines, que ce contact correspondait à un contact tectonique majeur anté-crétacé supérieur entre l'unité Ouest-pagasitique sus-jacente et l'unité de Paliouri sous-jacente (Ferrière, 1978, 1979 b).

Bien que cette dernière hypothèse me paraisse toujours la plus plausible, j'envisagerai succinctement, par la suite, les conséquences théoriques de la première interprétation.

c. BILAN DES OBSERVATIONS.

Des observations précédentes et des coupes présentées en introduction, il résulte que :

- les marbres et schistes infra-ophiolitiques des séries Ouest-pagasitiques, qui surmontent les schistes ocellés, forment une série continue ;

- les schistes ocellés de Seskulon représentent très probablement le soubassement normal de ces marbres et schistes infra-ophiolitiques, avec lesquels ils forment l'unité pagasitique occidentale. Si tel n'était pas le cas, on pourrait envisager que ces schistes ocellés puissent constituer la base stratigraphique d'une série inverse, débitée en unités distinctes comprenant : les schistes ocellés de Seskulon, les marbres et dolomies de Paliouri, les marbres et schistes de Dimini ; mais cela paraît très peu probable ;

- les "schistes ocellés de Seskulon" sont probablement séparés des formations carbonatées de la série de Paliouri par un contact tectonique majeur anté-crétacé supérieur. Dans le cas contraire, certaines des interprétations paléogéographiques retenues dans ce mémoire pour les séries Ouest-pagasitiques devraient naturellement être modifiées (*cf. infra*).

2. INTERPRETATION DES SERIES OUEST-PAGASITIQUES.

a. SIGNIFICATION DES PRINCIPALES FORMATIONS LITHOLOGIQUES OBSERVEES.

Les formations seront analysées successivement, de haut en bas (fig. 262).

a1. Les schistes et métacherts supérieurs.

Ces niveaux, relativement homogènes, notamment sur la bordure occidentale du massif de Velanidia, sont toujours recouverts par des nappes péridotitiques ophiolitiques. Cette position structurale significative liée à la présence, au sein de la formation supérieure, de niveaux holosiliceux rouges ou noirs (métacherts), incontestablement dérivés de jaspes ou de radiolarites, autorisent à considérer, par comparaison avec les secteurs voisins des zones internes (*cf. Othrys*), qu'il s'agit des niveaux infra-ophiolitiques habituellement d'âge jurassique moyen-supérieur.

Ces niveaux sont ici peu chaotiques et ne contiennent en leur sein que peu de blocs de roches éruptives pouvant provenir des nappes ophiolitiques. Au Nord-Est du mont Kastani, des corps de serpentinite et de gabbros s'intercalent dans ces schistes et métacherts, mais il n'a pas été possible de déterminer si ces blocs représentaient des olistolithes ou des éléments d'origine tectonique (copeaux, coeur de synclinaux pincés, etc...).

a2. Les marbres et schistes intermédiaires.

Sous ce vocable sont regroupés les marbres et schistes situés sous les niveaux précédents mais sur les "schistes ocellés de Seskulon".

Une grande variabilité de faciès s'observe d'Est en Ouest mais aussi du Nord au Sud :

- à l'Ouest de Seskulon, affleurent surtout des marbres ou des cipolins, non siliceux, en bancs peu épais. Dans ces marbres, apparaissent quelques rares amas bauxitiques de petite dimension : Tataris (1971) en a signalé un, j'en ai moi-même reconnu deux autres (*cf. analyse F5-223, tabl. III 30*).

Il existe là une sorte de contradiction entre les caractéristiques de la masse carbonatée dont les bancs sont beaucoup moins massifs que ceux de la "plate-forme pélagonienne" par exemple, ce

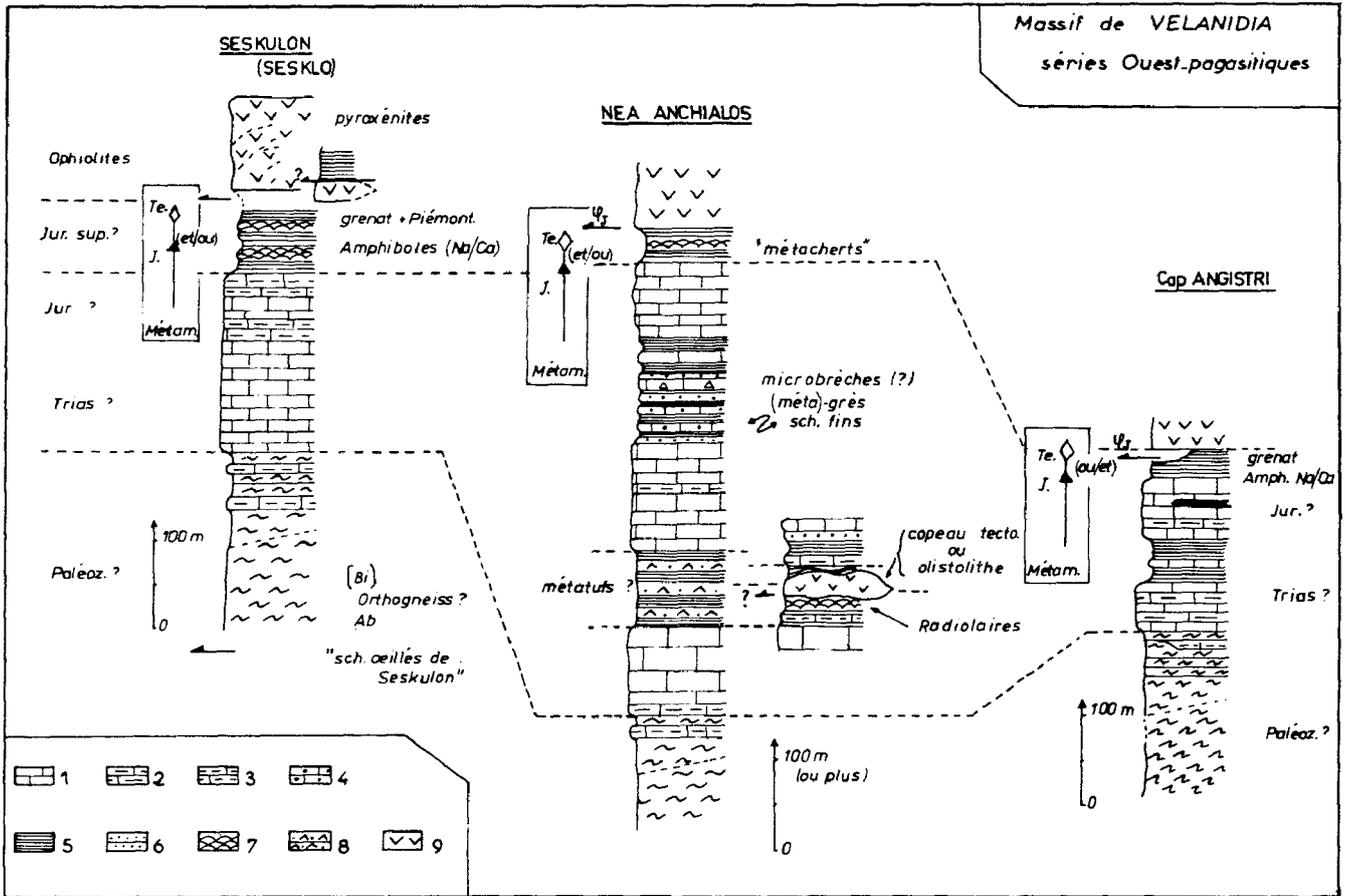


Fig. 262. - Séries Ouest-pagasitiques. Colonne lithostratigraphique synthétique (situation sur fig. 256).

1. marbres gris ou blancs. - 2. marbres à lits siliceux. - 3. marbres à phyllosilicates. - 4. marbres à éléments détritiques (ex-calcaires gréseux ?). - 5. schistes divers. - 6. niveaux quartzeux (ex-grès ?). - 7. métacherts (ex-jaspes ou radiolarites). - 8. bancs à débit massif représentant d'anciens niveaux détritiques à éléments éruptifs (ex-graywackes), des métatufs (?) et des metabasites (?). - 9. ophiolites.

qui pourrait être dû à une profondeur de dépôt plus importante et la présence de ces amas bauxitiques indiquant des possibilités d'émersion passagère de la zone considérée ou d'une zone très proche ;

- dans le secteur oriental (Cap Angistri, fig. 259), la formation intermédiaire est constituée par une alternance de marbres en plaquettes ou en bancs peu épais, souvent siliceux, et de passées schisteuses, qui évoquent les faciès des "séries Est-pagasitiques" du Pelion méridional, supposées "pélagiques" ;

- au Nord de Nea Anchialos, le problème est plus complexe du fait de possibles répétitions tectoniques, comme cela est suggéré par la présence de serpentinites surmontant des métaradiolarites au sein de la série (fig. 260).

Parmi les faciès qui surmontent les serpentinites -mais qui sont recouverts par les nappes ophiolitiques majeures (fig. 260) - on peut reconnaître des passées grésopélagiques associées à des calcschistes et des bancs carbonatés d'aspect microbréchiq ou bréchiq. Bien que ces niveaux recouvrent, géométriquement, des serpentinites et soient localement détritiques, il ne semble pas qu'il s'agisse de formations d'âge crétacé supérieur : en effet, ils sont eux-mêmes situés sous les nappes ophiolitiques majeures ainsi que sous les niveaux à "métacherts" pré-ophiolitiques, et ils ne contiennent pas d'éléments ophiolitiques remaniés (reconnaisables !).

La présence de faciès détritiques carbonatés ou non, apparemment anté-ophiolitiques, n'est pas sans rappeler certains faciès de transition des séries maliaques d'Othrys (série de Pírgaki ou de Chatala ?).

a3. Les schistes oeuillés de Seskulon.

Comme cela a déjà été dit, ces schistes oeuillés sont particulièrement remarquables de par leur faciès, leur épaisseur (plusieurs centaines de mètres localement, mais des redoublements tectoniques sont possibles) et leur grande homogénéité sur le terrain.

Frost (1976) considère que leur composition chimique est proche de celle d'un granite moyen. De ce fait, on peut envisager que les roches originelles soient de type granitique mais aussi rhyolitique, arkosique (ou même "gneissique" dès le Paléozoïque).

Au Sud de Seskulon, par exemple, des marbres s'intercalent dans la partie supérieure de la formation des schistes oeuillés, qui est donc, pour partie au moins, d'origine sédimentaire. L'hypothèse d'une origine granitique (ou orthogneissique) ne peut alors s'appliquer qu'à la partie de la formation située sous les premiers niveaux de marbres.

Parmi les formations qui affleurent dans des secteurs voisins, les plus comparables sont :

- les schistes oeuillés situés à la base des marbres pélagoniens de la crête du Sarakioniko au Sud du Pelion. Ceux-ci sont toutefois plus riches en biotite, muscovite et grenat que les schistes de Seskulon ;

- les schistes oeuillés anté-Permien supérieur d'Othrys orientale, mais ces derniers contiennent fréquemment de l'amphibole verte ;

- on peut également envisager des rapprochements avec les granites métamorphisés des Pieria, au Nord de l'Olympe (Godfriaux, 1965 ; Yarwood et Aftalion, 1976 ; Yarwood et Dixon, 1979) où ces "orthogneiss" sont supposés représenter des nappes anté-Crétacé supérieur.

Toutes les formations citées à titre de comparaison sont d'âge paléozoïque ou supposées telles ; cependant, on pourrait admettre à la rigueur que des formations essentiellement effusives, acides, telles que celles de la partie supérieure de la série anté-crétacée du Paikon (Mercier, 1968) aient pu engendrer, par polymétamorphisme, de tels schistes oeuillés ; malgré tout, cela semble peu probable (homogénéité des faciès, absence de quartz à golfes de corrosion, etc...).

b. SIGNIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE DES SERIES OUEST-PAGASITIQUES.

L'assimilation des niveaux carbonatés massifs de l'unité de Paliouri au soubassement normal des séries Ouest-pagasitiques ou à une unité tectonique différente, indépendante de cette série, conduit à envisager deux hypothèses radicalement différentes, dont une (la première) me paraît toutefois peu probable (fig. 260 et 262).

b1. Première hypothèse.

Les niveaux carbonatés de Paliouri forment le soubassement normal des séries Ouest-pagasitiques.

Dans cette hypothèse, les séries Ouest-pagasitiques représentent des séries de plate-forme (Trias-Jurassique p.p. ?) s'approfondissant au cours de son évolution et notamment au Jurassique moyen-supérieur (?).

Cette hypothèse semble improbable, indépendamment de la présence d'un contact tectonique au-dessus de la série de Paliouri, pour les raisons suivantes :

- l'épaisse formation des "schistes oeuillés de Seskulon", supposée d'âge jurassique, s'explique difficilement dans cette reconstitution lithostratigraphique : aucune formation équivalente de cet âge ne semble en effet connue dans les Hellénides. La plus proche serait peut-être celle du Paikon (?) (Mercier, 1968), riche en formations schisteuses au Jurassique ; mais celles-ci sont très diversifiées ;

- les séries Ouest-pagasitiques orientales rappellent, tant par leur faciès que par leur position sous des nappes ophiolitiques, les séries Est-pagasitiques au sein desquelles des Conodontes triasiques ont été découverts (cf. 3e partie, chapitre II), ce qui rend impossible l'attribution des schistes oeuillés sous-jacents au Jurassique. Naturellement, les marbres de Paliouri pourraient ne représenter que le Trias inférieur-moyen ? et les schistes oeuillés le Trias moyen : cette hypothèse ne résiste pas à l'analyse (comparaison avec les autres séries).

b2. Deuxième hypothèse.

Les schistes ocellés de Seskulon forment la base de la série Ouest-pagasitique, indépendante de la série de Paliouri.

Dans cette hypothèse, les schistes ocellés sont d'âge paléozoïque et les niveaux sus-jacents du Trias-Jurassique moyen-supérieur. Leurs faciès, qui sont nettement différents des faciès pélagoniens, évoquent plutôt les séries maliaques et plus particulièrement les séries maliaques de transition (unités de Chatala et du Pírgaki).

Les séries triasico-jurassiques les plus "pélagiques" semblent être les séries les plus orientales (Cap Angistri), alors que les séries occidentales seraient plus proches de la "plateforme" et du continent, avec des faciès détritiques (Nea Anchialos) et peut-être même des bauxites (à l'Ouest de Seskulon). L'importance des variations de faciès ainsi mises en évidence est compatible avec celles que l'on observe dans l'unité de Chatala par exemple. Ce parallèle avec l'unité de Chatala proche des séries pélagoniennes permettrait de comprendre que les schistes ocellés paléozoïques (?) soient encore bien développés.

Dans cette hypothèse, les éventuels niveaux volcaniques triasiques seraient à rechercher au dessus des premières masses de marbres surmontant les schistes ocellés : de telles possibilités existent pour la série de Nea Anchialos (métatufs). Le copeau de serpentinite marquerait justement ce niveau de décollement privilégié, comme dans la coupe du Mega Kotroni en Othrys orientale (fig. 31).

Des affinités certaines apparaissent naturellement avec les séries Est-pagasitiques, tant sur le plan des faciès (marbres siliceux en plaquettes, passées schisteuses, etc...) que sur celui de la position tectonique infra-ophiolitique. Cependant, le problème des "schistes ocellés" se pose à nouveau car dans le Pelion, les "schistes ocellés", comparables à ceux de Seskulon, semblent former entre les séries pélagoniennes et pagasitiques des unités tectoniques indépendantes des séries pagasitiques orientales sus-jacentes ou même la base de séries pélagoniennes (Sarakiniko) pouvant réapparaître en fenêtre.

Dans la mesure où des faciès de transition semblent exister entre les schistes ocellés et les marbres et schistes sus-jacents dans "l'unité pagasitique occidentale", de telles hypothèses ne sont pas applicables à cette dernière. En revanche, le raisonnement inverse est possible si bien que certains schistes ocellés du Pelion central pourraient effectivement représenter la base de séries pagasitiques orientales ou intermédiaires ayant perdu leur couverture lors des différentes phases tectoniques.

3. AGE DES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES OBSERVEES DANS LES DIFFERENTES HYPOTHESES ENVISAGEES.

a. ANALYSE DU CONTEXTE GENERAL.

Deux conclusions opposées se dégagent en fonction des éléments de comparaison retenus :

- si l'on admet que le Crétacé supérieur d'Agios Georgios (chapitre suivant) et de la bordure orientale du Chalkodonio (s.l.) représente bien la couverture Crétacé supérieur des séries Ouest-pagasitiques, légèrement chevauchée ou déplacée au niveau de décrochements, les différences dans l'intensité des recristallisations affectant ces deux parties d'une même série peuvent s'expliquer :

- + par des variations des conditions thermodynamiques (P et T), au cours des phases tertiaires entre le soubassement infra-ophiolitique (série Ouest-pagasitique) en position "basse" et la couverture crétacée supra-ophiolitique. L'épaisseur (actuelle !) des ophiolites intercalées entre ces deux ensembles ne semblent pas pouvoir justifier de telles différences ;
- + par le fait qu'une phase de recristallisation majeure anté-Crétacé supérieur a affecté la série Ouest-pagasitique alors que la couverture transgressive Crétacé supérieur n'a subi que les effets de la (ou des) phase(s) tertiaire(s), de plus faible degré. On sait qu'au Nord de Farsala, par exemple, existent de telles paragenèses ("schistes verts à actinote et amphiboles bleu-vert"...) antérieures au Crétacé supérieur (Richard, 1980) ;

- en revanche, les analogies relevées entre les séries et les paragenèses des séries Ouest-pagasitiques les plus orientales et les séries Est-pagasitiques plaident en faveur d'une phase de recristallisation majeure au Tertiaire. En effet, les séries Est-pagasitiques du Pelion ne montrent pas clairement de schistosité ou de foliation antérieure à la foliation principale qui est par ailleurs caractérisée par des paragenèses comparables à celles des faciès Crétacé supérieur sus-jacents (phases tertiaires)... ce qui n'exclut pas l'existence de recristallisations paléochelléniques d'intensité comparable ou plus faible.

b. DONNEES RELATIVES AUX SERIES OUEST-PAGASITIQUES.

b1. Datations radiométriques.

Les rares datations radiométriques obtenues sur les séries Ouest-pagasitiques concernent les "schistes ocellés de Seskulon". Les données préliminaires révèlent des âges de 274,6 MA et de 71,2 à 88,8 MA, d'après la méthode K/Ar sur micas blancs.

Les âges les plus récents, qui rappellent certains âges publiés par Hynes *et al.* (1972) et Smith *et al.* (1975) sur des micas d'Othrys orientale provenant notamment des schistes ocellés paléozoïques, ne semblent pas correspondre à un événement tectono-métamorphique important, du point de vue des structurations tangentiellles superficielles, dans les Hellénides internes, même si l'arrivée massive de flysch au Maestrichtien-Paléocène est l'indice de bouleversements importants dans ces régions (*cf.* Taurides ; Dumont *et al.*, 1972 ; Ricou, 1980). Si les effets de ces phases ne sont pas encore élucidés au niveau des Hellénides internes, des indices de structuration existent cependant dans certains secteurs (Bonneau *et al.*, 1980 a, b ; Bonneau, 1982 Kreuzer *et al.*, 1982).

L'existence de micas blancs antérieurs à la paragenèse métamorphique principale à phengite laisse penser qu'il pourrait s'agir d'âges mixtes ; et comme ces âges sont post-cénomaniens, ils indiqueraient que les effets des phases tertiaires n'ont pas été négligeables dans le massif de Velanidia, même si les phases paléohelléniques ont pu avoir des effets plus importants.

b2. Age des associations minéralogiques reliques des "schistes ocellés de Seskulon".

Dans l'hypothèse où ces "schistes ocellés" dériveraient de formations lithologiques paléozoïques, les minéraux reliques de type orthose, muscovite et biotite (PW-a), pourraient constituer les témoins de granites (ou de gneiss) de cet âge, comme cela a été proposé pour certaines associations minéralogiques de schistes ocellés anté-permiens d'Othrys orientale (*cf.* chapitre Paléozoïque). Dans ce cas, l'évènement métamorphique alpin majeur pourrait être anté-crétacé supérieur ou tertiaire.

La seconde interprétation -la moins probable à mon sens- consiste à admettre que les "schistes ocellés de Seskulon" seraient d'âge jurassique (*cf. supra*) : dans ce cas, si les minéraux reliques (PW-a) correspondent bien à des granites ou à des gneiss, ceux-ci auraient pu naître au cours des phases paléohelléniques ; les paragenèses métamorphiques de type "schistes verts" à amphiboles bleu-vert ou incolores (PW-b-c) étant tertiaires. L'un des rares arguments en faveur de cette hypothèse est la présence assez fréquente de débris de roches métamorphiques à micas brunâtres (en lame mince) rappelant plutôt des biotites que du stilpnomélane, dans les brèches crétacées du Karamboutaki par exemple ; cependant, si cette observation s'accorde bien avec l'existence d'un métamorphisme précoce à biotite, elle peut également s'expliquer en admettant que les semelles paléozoïques des nappes anté-Crétacé supérieur ont pu être soumises à l'érosion dès le Crétacé supérieur.

F. CONCLUSIONS RELATIVES AUX SERIES OUEST-PAGASITIQUES.

1. LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES OUEST-PAGASITIQUES.

Parmi les différentes hypothèses envisageables, je retiendrai comme significatifs les interprétations ou faits suivants (fig. 262) :

- les terrains métamorphiques compris entre la série de Paliouri et les ophiolites bordant le massif de Velanidia appartiennent à une seule et même série stratigraphique ;
- cette série est probablement d'âge paléozoïque à jurassique (p.p.) (*cf.* faciès) et sa position infra-ophiolitique est le résultat des phases paléohelléniques ;
- plus précisément, on peut admettre que :
 - + les "schistes ocellés de Seskulon" représentent des terrains paléozoïques. Ceux ci dériveraient pour une faible partie de terrains sédimentaires (partie supérieure) et pour le reste, de formations gneissiques ou mieux granitiques ;
 - + les schistes et métacherts sommitaux peuvent être assimilés à certains niveaux pré-ophiolitiques (*cf.* Othrys) et seraient par conséquent d'âge jurassique moyen-supérieur ;
 - + les schistes et marbres intermédiaires correspondraient au Trias-Jurassique p.p.

- les termes intermédiaires montrent des variations latérales de faciès et semblent plus "pélagiques" à l'Est (série du Cap Angistri) qu'à l'Ouest (série de Seskulon), ce qui est contraire aux observations faites en Othrys ;

- la série de Nea Anchialos est plus complexe car des serpentinites s'y intercalent (répétitions tectoniques ?). Par ailleurs, cette série s'enrichit en faciès détritiques, grésopélitiques ou carbonatés (microbrèches), qui ne semblent pas correspondre au Crétacé supérieur (absence d'éléments ophiolitiques) mais pourraient indiquer des faciès de transition entre des secteurs proches du continent et un bassin plus profond.

Affinités paléogéographiques possibles : si l'on admet que les séries Ouest-pagasitiques sont bien indépendantes des niveaux carbonatés sous-jacents de Paliouri (de type pélagonien), leur faciès et leur position structurale par rapport aux ophiolites, permet de les rapprocher des séries Est-pagasitiques du Pelion méridional et des séries maliaques d'Othrys.

2. LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES DES SÉRIES OUEST-PAGASITIQUES : NATURE ET AGE.

a. NATURE.

Les terrains supposés triasico-jurassiques montrent des paragenèses alpines (PW-b, PW-c) de type "Schistes verts" à actinote et des paragenèses à amphibole sodique bleutée ou bleu-vert.

Des reliques (PW-a) antérieures à ces paragenèses de faible intensité existent dans les "schistes ocellés de Seskulon" : il s'agit de muscovite et d'orthose ainsi que de biotite (ex-granites ou gneiss).

b. AGE DES RECRISTALLISATIONS.

Ce problème n'est pas complètement résolu et différentes interprétations sont envisageables :

Les deux interrogations majeures qui subsistent sont les suivantes :

- les paragenèses alpines résultent-elles des phases paléohelléniques, des phases tertiaires ou bien encore d'une superposition de ces différentes phases ?

- les minéraux reliques (biotite, etc...) sont-ils d'âge paléozoïque ou d'âge alpin (phases paléohelléniques) ?

A la deuxième interrogation, il paraît logique, par comparaison avec d'autres schistes ocellés (Othrys orientale, Pelion Sud), de répondre qu'il s'agit de minéraux nés lors des phases paléozoïques, que ce soit dans des granites ou des gneiss (à la rigueur, on peut admettre que ce soit des minéraux détritiques appartenant à des formations paléozoïques périgranitiques).

Le premier problème est plus difficile à résoudre, car des paragenèses comparables, d'âge anté-crétacé supérieur, sont connues dans les collines de Mikro Vounon (Richard, 1980) et le Chalkodonio s.l., alors que des paragenèses voisines d'âge tertiaire existent aussi dans le Pelion méridional (*cf. supra* ; 3e partie, chapitre II).

Dans l'état actuel des données, il semble raisonnable d'admettre que les paragenèses à amphiboles bleutées ou bleu-vert (Mg-riebeckites probables) sont d'âge tertiaire, puisque de tels minéraux sont connus dans les niveaux crétacés du Pelion, et que les paragenèses à actinote -au moins celles qui sont antérieures aux précédentes- sont d'âge "paléohellénique" par comparaison avec les terrains métamorphiques du massif du Chalkodonio.

Il faut cependant remarquer que très souvent les lames minces ne révèlent qu'une seule paragenèse bien marquée et que la présence d'actinote par exemple n'est pas suffisante pour différencier les deux types de paragenèses distinguées en de rares localités.

Les intensités relatives des métamorphismes tertiaire et paléohellénique pourraient être légèrement différentes dans les séries Ouest et Est-pagasitiques ; ainsi, les recristallisations anté-crétacées pourraient être moins "effacées" par les phases récentes dans les séries Ouest-pagasitiques que dans les séries Est-pagasitiques (?).

V. LES OPHIOLITES LIEES AUX SERIES OUEST-PAGASITIQUES DU MASSIF DE VELANIDIA

A. LES AFFLEUREMENTS.

Ils se présentent sous deux aspects différents (fig. 230 et 256) :

- des corps pluridécamétriques de serpentinites et parfois de gabbros ou de pyroxénites plus ou moins altérés situés dans les schistes et métacherts supérieurs des séries Ouest-pagasitiques.

Exemple : bordure Nord-Ouest du massif de Velanidia (fig. 257 et 263) et la bordure sud-orientale de ce massif (Cap Angistri, fig. 260). En fait, ces corps sont soit situés à la partie supérieure de ces schistes (fig. 260), soit intercalés dedans mais ils peuvent alors représenter des coeurs synclinaux pincés (fig. 263). Seules les péridotites représentées sur la coupe (fig. 257) sont recouvertes par des schistes métamorphiques francs. Ainsi, malgré certaines configurations locales, il ne semble pas qu'il existe un "Volcano-Détritique" chaotique bien développé au sommet des séries Ouest-pagasitiques ;

- des ensembles importants formant des "nappes ophiolitiques" majeures. C'est le cas, sur la bordure occidentale du massif de Velanidia où les ophiolites sont essentiellement formées de péridotites et de pyroxénites mais aussi de faciès à texture plus fine (partie méridionale de la nappe surtout).

Cet ensemble devrait être en continuité avec la masse des péridotites serpentinisées d'Eretria, au Sud du Chalkodonio, mais il en est séparé actuellement par un plateau basaltique récent, jalonnant très probablement un accident vertical, et par des terrains métamorphiques à cipolins et métatufs (?) (fig. 185), formant vers l'Ouest des écaillés isolées par des niveaux de serpentinites.

B. INTERPRETATION.

Les nappes ophiolitiques qui recouvrent les séries Ouest-pagasitiques passant vers l'Ouest de façon plus ou moins continue à des ensembles ophiolitiques classiques recouverts par les séries crétacées transgressives, on peut les assimiler à des nappes anté-Crétacé supérieur reposant sur des formations pré-ophiolitiques dont le faciès "Volcano-Détritique" chaotique serait peu ou pas développé.

Il est à remarquer que la position de ces nappes ophiolitiques majeures qui surmontent des séries métamorphiques Ouest-pagasitiques comparables à des séries maliaques, reposant elles-mêmes sur des termes carbonatés d'affinité pélagonienne (série de Paliouri), est en accord avec le dispositif structural observé en Othrys, et dans le Pelion.

VI. LES SERIES PARTICULIERES SITUEES EN BORDURE DU MASSIF DE VELANIDIA

A. GENERALITES.

Etant donné le plongement général vers l'Ouest des terrains de la partie occidentale du massif de Velanidia, c'est à l'Ouest du massif de Velanidia que l'on doit rechercher la couverture tectonique ou stratigraphique des séries Ouest-pagasitiques. Malheureusement, les relations avec les affleurements occidentaux sont masquées par des terrains récents (basaltes de Microthive et plaine d'Aerion) ou bien encore, altérées par des phénomènes tectoniques complexes qui amènent les séries Ouest-pagasitiques en contact vertical avec, ou en chevauchement sur, les séries situées plus à l'Ouest (Chalkodonio) ou au Nord-Ouest (Agios Georgios). L'analyse de ces affleurements complexes du secteur d'Agios Georgios, qui sera développée dans un premier paragraphe, a permis de mettre en évidence des terrains d'âge crétacé supérieur, fossilifères, qui représentent très probablement la couverture transgressive des séries Ouest-pagasitiques (Ferrière, 1976 a).

Toujours en raison de ce plongement général des terrains occidentaux vers l'Ouest et orientaux vers le Sud, les affleurements nord-orientaux du massif de Velanidia correspondent aux unités les plus basses du point de vue structural ; c'est ainsi que la série de Dimini affleure dans une fenêtre tectonique située au Nord-Est de ce massif. Toutefois, dans ce secteur nord-oriental, existent également des séries métamorphiques, limitées par des failles verticales, qui pourraient appartenir à des unités tectoniques supérieures, mais leur interprétation pose encore de nombreux problèmes. Ce sont les séries de Pefkakia, dont une partie pourrait, à titre d'hypothèse, représenter la couverture crétacée des séries Ouest-pagasitiques d'une part, et la série

du cimetière de Dimini que l'on peut, parmi d'autres interprétations, assimiler aux niveaux infra-ophiolitiques des séries Ouest-pagasitiques ou à des restes de séries appartenant au massif du Pelion s.l., c'est-à-dire au compartiment septentrional, séparé du massif de Velanidia par l'axe tectonique Volos-Velestinon. Ces séries de Pefkakia et du cimetière de Dimini, qui n'ont jamais fait l'objet de publications particulières, seront décrites dans la deuxième partie de ce chapitre.

B. LES SÉRIES DE LA BORDURE NORD-OCCIDENTALE DU MASSIF DE VELANIDIA : LE SECTEUR D'AGIOS GEORGIOS.

Ce secteur complexe d'Agios Georgios correspond à un point triple (fig. 185 et 256), lieu de rencontre des séries constituant les trois massifs fondamentaux du secteur métamorphique, à savoir : le massif du Pelion au Nord, le massif du Chalkodonio à l'Ouest et celui de Velanidia au Sud-Est. Deux directions structurales majeures s'y observent : une direction ENE-WSW à l'Est du village d'Agios Georgios d'une part, et une direction N-S calquée sur celle d'un accident vertical majeur au Sud de ce village. Pour chacun de ces secteurs, deux coupes seront analysées successivement.

1. LES AFFLEUREMENTS ORIENTAUX DU SECTEUR D'AGIOS GEORGIOS : LE CRÉTACE SUPÉRIEUR DATE.

a. COUPE NNW-SSE PASSANT PAR LE SOMMET 287 m.

Cette coupe est particulièrement intéressante, du point de vue des faciès des roches qui s'y observent, mais les déformations tectoniques y sont intenses.

Du Sud au Nord, on reconnaît successivement (fig. 263 A) :

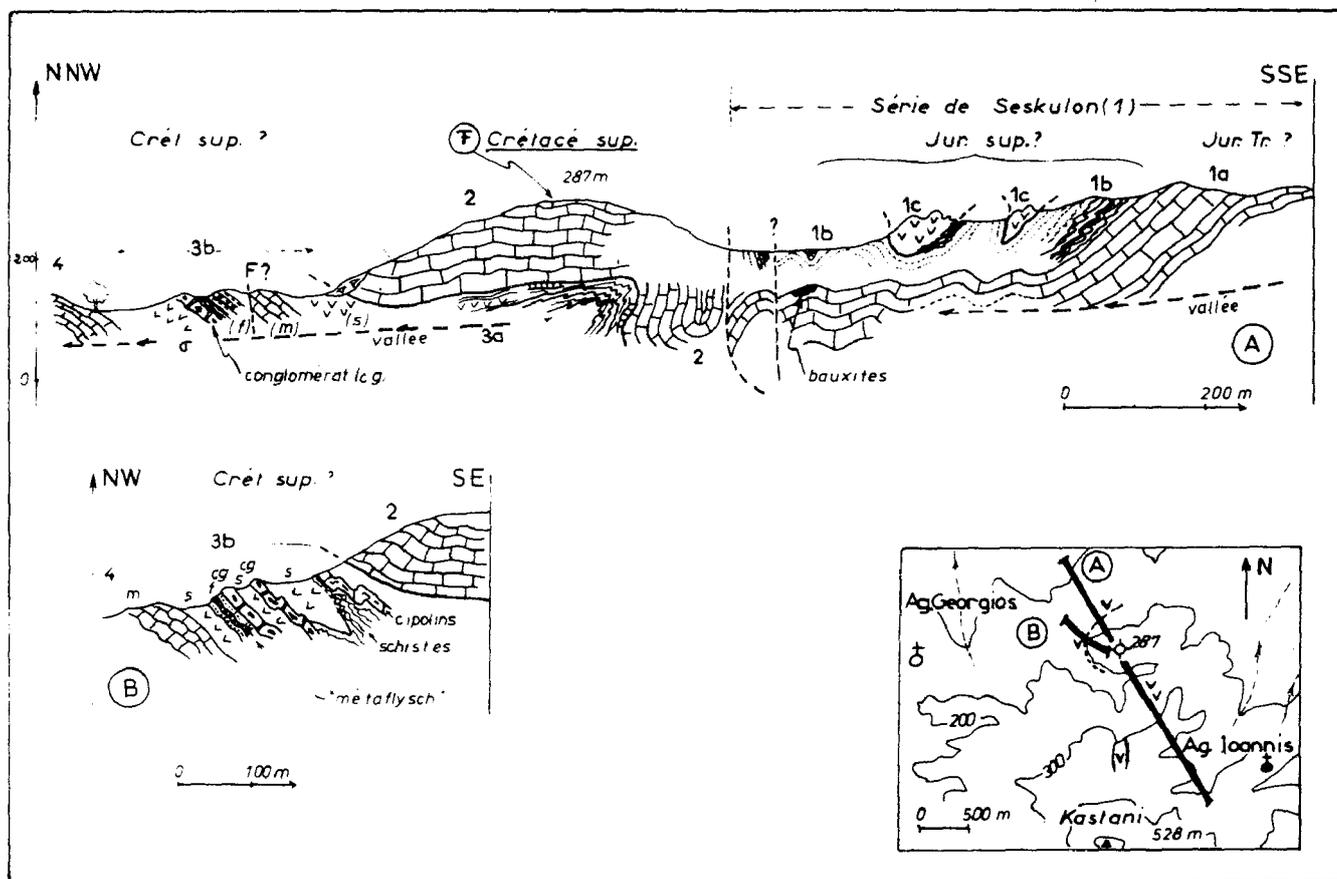


Fig. 263. - Séries situées en bordure du massif de Velanidia. Les affleurements orientaux du secteur d'Agios Georgios. CAg 1, fig. 256.

Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B.

- (1) la partie supérieure de la série de Seskulon avec :
 - les marbres gris (1a), à rares passées bauxitiques (Bx) ;
 - les schistes et les métajaspes (1b), associés à des corps serpentineux et gabbroïques (1c) qui représentent très certainement des restes de l'unité ophiolitique sus-jacente ;
- (2) une masse de marbres gris-noir, formant le sommet coté 287 m, séparée de la série de Seskulon (1) par une zone tectonique confuse probablement ancrée sur un accident dont la partie supérieure au moins est subverticale. Sur le sommet de la colline (187 m), j'ai observé des traces de coquilles qui n'ont pu être déterminées précisément ; toutefois, les lames minces ont révélé la présence de microfossiles assez bien conservés, au sein de cristaux de calcite pourtant de grande dimension. Il s'agit de : *Miliolidés*, *Cuneolina* sp. et *Pseudochrysalidina* cf. *gradata* d'Orbigny, du Cénomaniens ;
- (3) des schistes et calcschistes brunâtres et verdâtres, associés à des corps serpentineux (3a) qui affleurent au fond de la vallée, sous les marbres fossilifères (2). Leurs faciès ne semblent pas être équivalents de ceux de la partie supérieure de la série de Seskulon (1b et 1c). Ces schistes, calcschistes et serpentinites (3a) paraissent être en continuité avec les affleurements (3b) situés au Nord des marbres fossilifères (2) sous lesquels ils s'enfoncent.

Deux successions lithologiques ont été relevées dans l'ensemble (3b) : l'une d'elles est visible sur la coupe Nord-Sud passant par le sommet 287 m (fig. 263 A), l'autre sur une coupe NW-SE passant par ce même sommet (fig. 263 B). Les principaux faciès reconnus le long de ces coupes sont les suivants : des serpentinites (s), des passées flyschoides constituées de schistes fins micacés ou de schistes quartzeux plus grossiers (f), des marbres verts à éléments de roches vertes probablement conglomératiques (cg). Des marbres gris (m), des cipolins et des schistes verts ou jaunâtres complètent cet ensemble qui repose sur des marbres gris-noir en bancs peu épais (4).

Du point de vue minéralogique, on peut retenir :

- ensemble (3a) :
 - + échantillon de calcschiste brunâtre : calcite, mica blanc, chlorite, quartz, feldspath mâclé (albite) souvent poecilitique, épidote (rare). Ces minéraux déterminent la foliation principale reprise par une deuxième déformation avec microplis et schistosité fruste soulignée par des phyllosilicates réorientés ;
- ensemble (3b) :
 - + échantillon prélevé dans les passées "flyschoides" (f) : quartz, avec des grands cristaux arrondis dans un fond de grains plus petits, et mica blanc dans les plans de schistosité. S'y ajoutent un peu de tourmaline brunâtre, des minéraux opaques et de rares feldspaths mâclés (albite ?) ;
 - + échantillon de marbre vert conglomératique (cg) : calcite, épidote, mica blanc, chlorite, ainsi que des pyroxènes (1 mm environ) d'origine détritique, mais aussi de nombreuses amphiboles vert pâle de taille variable (1 mm à 100 µ environ) dont certaines au moins sont d'origine détritique et par conséquent, indépendantes du métamorphisme tertiaire.

b. COUPES ENTRE AGIOS GEORGIOS ET LE MONT KASTANI (528 m).

Ces coupes permettent de mieux comprendre les rapports qui existent entre la série de Seskulon et les affleurements d'Agios Georgios.

La coupe la plus orientale, sur laquelle sont reportés les numéros de Formation correspondant à ceux de la coupe précédente, permet d'observer (fig. 264 A) :

- (1) la partie supérieure de la série de Seskulon : marbres et cipolins (1a), schistes et métajaspes (1b), et serpentinites (1c) recouvertes ici de schistes amphibolitiques (1d). Cet ensemble est séparé des niveaux schisteux (3) par un contact subvertical qui devient nettement chevauchant au Sud-Ouest coupe B, fig. 364 B) ;
- (3) un ensemble schisteux à copeaux de serpentinites, constitué de schistes verts, de calcschistes verts et surtout jaunâtres, dans lesquels s'intercalent des marbres verts à éléments détritiques, provenant de roches éruptives basiques ou ultrabasiques.

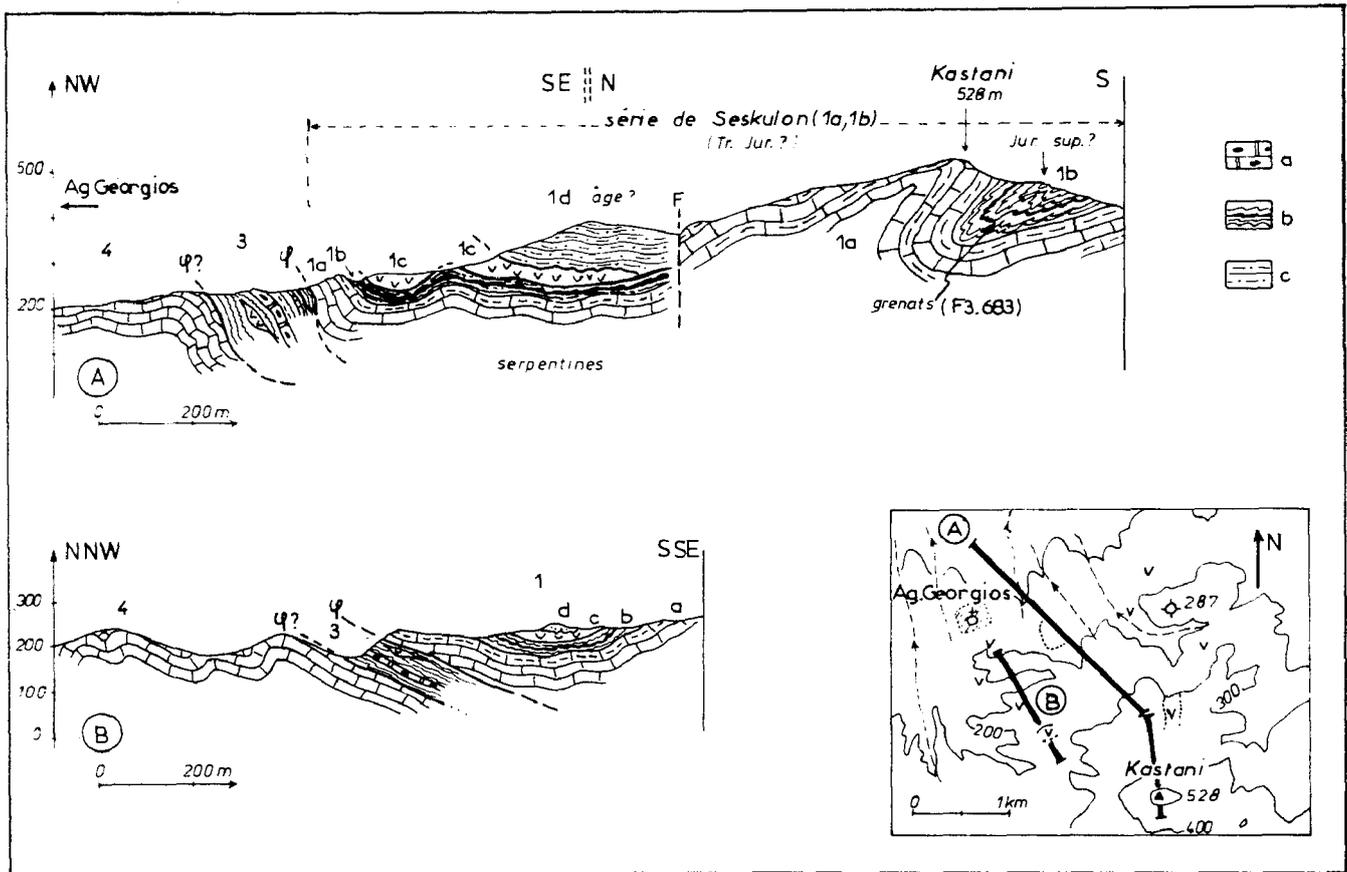


Fig. 264. - Séries situées en bordure NW du massif de Velanidia. Les affleurements orientaux du secteur d'Agios Georgios. CAG 2 (A) et CAG 3 (B) fig. 256.

a. marbres conglomératiques et microbréchiques à éléments ophiolitiques. - b. schistes et méta-cherts (Jurassique sup. ?). - c. schistes à amphiboles et stilpnomélane surmontant des "corps ophiolitiques" en contact normal ou anormal (?).
 Numéros : voir texte et coupe CAG 1. Autres figurés : fig. 185 B.

Un échantillon de calcschiste jaune prélevé dans le niveau (3) de la coupe B (fig. 264) se révèle être constitué, au microscope, de : calcite, mica blanc, chlorite brunâtre, quartz, feldspath (albite ?) et de grandes amphiboles vert pâle peut-être d'origine détritique (?). Des microplis isoclinaux remplissent cette foliation ;

(4) des marbres en plaquettes, gris, extrêmement plissés, dont le contact avec l'ensemble sus-jacent (3) paraît être peu tectonisé (fig. 264 B).

c. INTERPRETATION.

Les séries de Seskulon sont indiscutablement en contact tectonique avec les affleurements d'Agios Georgios, qu'elles chevauchent au moins dans le secteur le plus occidental. Au sein de ces affleurements d'Agios Georgios, existent des marbres gris-noir datés par des microfossiles du Crétacé supérieur, ainsi que des niveaux flyschoides et de marbres conglomératiques qui rappellent les niveaux Crétacé supérieur de la série de Velestinon (très proche géographiquement).

Un problème important demeure : celui du devenir des marbres datés du Crétacé supérieur (2, fig. 263) vers le Sud-Ouest. Ceux-ci occupent en effet la même position structurale, par rapport aux autres faciès Crétacé supérieur, que les marbres de base de la série de Seskulon du secteur occidental d'Agios Georgios ; or, un tel âge crétacé supérieur est difficilement admissible -si l'on tient compte des terrains qui les surmontent- pour ces derniers. Il faut donc admettre que les marbres fossilifères de la colline cotée 287 m forment une lame tectonique, ou, plus probablement, un pli complexe qui s'amortit ou est dépassé par le chevauchement de la série de Seskulon, au Sud-Ouest.

Des doutes subsistent également quant à l'âge des marbres (4) situés à la base des faciès schisto-conglomératiques, supposés du Crétacé supérieur (3). Deux interprétations peuvent être proposées pour ces marbres (4) : ou bien il s'agit d'un équivalent des marbres (1a) de la série de Seskulon, car ces marbres (4) sont localement recouverts par des masses importantes de serpentinites et le Crétacé supérieur supposé (fig. 263 A et 264 A), ou bien plus probablement, d'un équivalent des marbres fossilifères (2) dont ils représenteraient un élément subautochtone, les serpentinites sus-jacentes étant alors des sortes d'olistolithes (cf. série de Velestinon) ou des copeaux tectoniques dans un système écaillé.

2. LES AFFLEUREMENTS OCCIDENTAUX DU SECTEUR D'AGIOS GEORGIOS.

Les directions structurales les plus marquées étant subméridiennes à ce niveau, les plus belles coupes sont exposées dans les vallons de direction Est-Ouest, qui sont au nombre de quatre : deux au Sud, juste à l'Ouest du mont Kastani, et deux au Nord, au Sud-Ouest du village d'Agios Georgios. C'est dans cet ordre que ces affleurements seront décrits.

a. COUPES DANS LES VALLONS A L'OUEST DU MONT KASTANI.

a1. Le vallon le plus méridional, situé à proximité de la ligne de partage des eaux entre la plaine d'Aerinion au Sud et celle d'Agios Georgios-Velestinon au Nord, qu'il rejoint à proximité de ce village, permet d'observer une succession de terrains à pendage Ouest (coupe A) fig. 265 A) :

- (1) les marbres gris (1a) surmontés des niveaux schisteux, verts à violets, à métaradiolarites (?) (1b), de la série de Seskulon ;
- (2) des schistes et des cipolins micacés microplissés (série de Seskulon ?) ;
- (3) un ensemble d'origine éruptive et peut-être tuffacée, avec des schistes amphibolitiques (3a), des tufs ou des metabasites schistosés (3b) et des gabbros

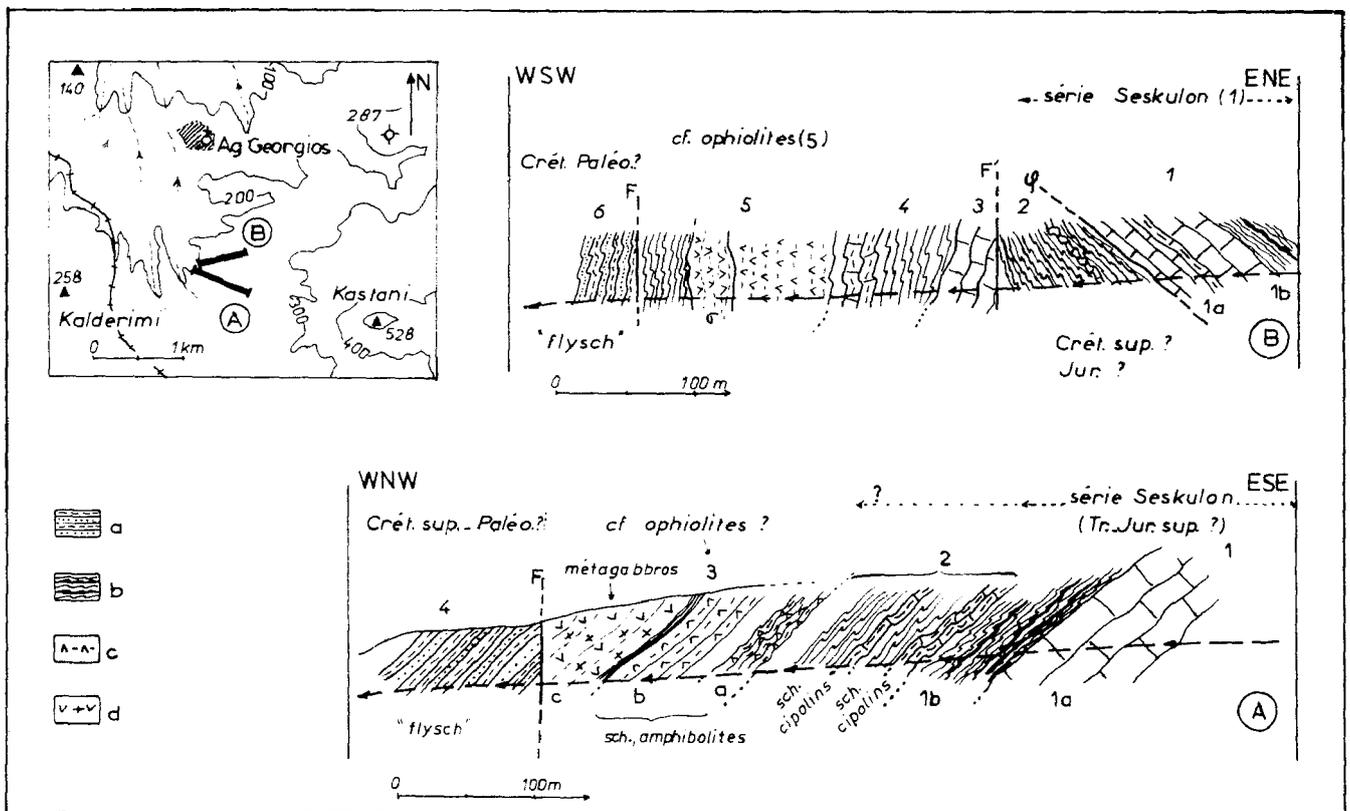


Fig. 265. - Séries situées en bordure NW du massif de Velanidia. Les affleurements occidentaux du secteur d'Agios Georgios. CAg 5, fig. 256.

a. méta-flysch, Crétacé supérieur-Paléocène (?). - b. schistes et métacherts (Jurassique ?) série de Seskulon). - c. graywackes et tufs et/ ou roches éruptives, métamorphosées en schistes amphibolitiques notamment. - d. méta-gabbros.
Numéros : voir texte.

écrasés (3c). Les schistes amphibolitiques montrent, au microscope, de nombreux pyroxènes transformés en amphibole bleu-vert, sur leurs bordures ou en quasi-totalité. Ces amphiboles appartiennent à une paragenèse formée également de chlorite verte, épidote, albite et quartz (?). Il s'agit d'une ancienne roche éruptive de type gabbroïque très riche en pyroxènes ;

- (4) un flysch gréseux jaunâtre, séparé des ensembles précédents par une faille verticale majeure (F).

a2. Le vallon situé au Nord du précédent et qui le rejoint en aval, recoupe une succession lithologique semblable à la précédente. Des complications tectoniques supplémentaires apparaissent cependant, car dans ce secteur se raccordent les structures de direction ENE-WSW et celles de direction Nord-Sud.

D'Est en Ouest, on reconnaît (fig. 265 B) :

- (1) la série de Seskulon, ici chevauchante, avec ses marbres (1a) et ses schistes verts et violets (1b) ;
- (2) des schistes et calcschistes vert-jaune, correspondant aux niveaux chevauchés par la série de Seskulon sur les coupes précédemment décrites (fig. 263 et 264) et qui latéralement semblent se raccorder à des niveaux supposés d'âge crétacé supérieur ;
- (3) une masse de marbres massifs, blancs, tronquée à l'Est par une faille verticale (F') ;
- (4) un ensemble de schistes et cipolins microplissés ;
- (5) des niveaux schistosés d'origine éruptive ou graywackeux à corps serpentineux écrasés, surmontés de schistes verts mylonitisés ;
- (6) un flysch jaunâtre limité à l'Est par une faille verticale (F).

a3. Bilan.

Ces coupes (fig. 265 A et B) nous montrent la partie supérieure de la série de Seskulon intensément tectonisée mais en série apparemment continue, et des restes d'ophiolites, buttant par faille verticale contre un flysch (fig. 265 A), ou bien interrompue par un chevauchement qui amène la série de Seskulon (1), en série normale, sur des schistes et calcschistes (2) d'affinités mal précisées, mais probablement Crétacé supérieur (fig. 265 B).

b. COUPES DANS LES VALLONS EST-OUEST A PROXIMITE D'AGIOS GEORGIOS.

Ces vallons sont situés à un kilomètre environ au Sud et au Sud-Ouest du village d'Agios Georgios (fig. 266).

Le point de départ de ces coupes correspond aux marbres gris en plaquettes déjà décrits, dans les coupes du secteur oriental d'Agios Georgios (4, fig. 263 et 264). A l'Ouest de ces marbres (1, fig. 266), affleurent successivement (fig. 266 A et B) :

- (2) un ensemble complexe, intensément tectonisé, formé de serpentines (s) et de roches à faciès gabbroïque (g) écrasés (2a), de schistes verts, tendres, ou jaunâtres à débit massif (sch.) et de marbres (m) en plaquettes, peu épais (2b). Les schistes contiennent : épidote (pistachite), feldspath, quartz, chlorite verte ou brunâtre et minéraux opaques. Les roches de faciès gabbroïques sont constituées d'épidote (pistachite) et de grandes amphiboles vert clair ;
- (3) des marbres massifs gris clair, limités à l'Est par une faille verticale (F)
- (4) des schistes graywackeux emballant, à leur partie supérieure notamment, des blocs de roches, à faciès gabbroïque ou diabasique. Ces dernières roches montrent à nouveau au microscope : épidote, amphibole vert clair, feldspath et quartz, alors que les schistes fins sont riches en mica blanc, quartz et épidote en grains de petite taille ;
- (5) une formation essentiellement carbonatée, caractérisée par la présence de calcaires marmoréens et de schistes verts, détritiques, à petits éléments de

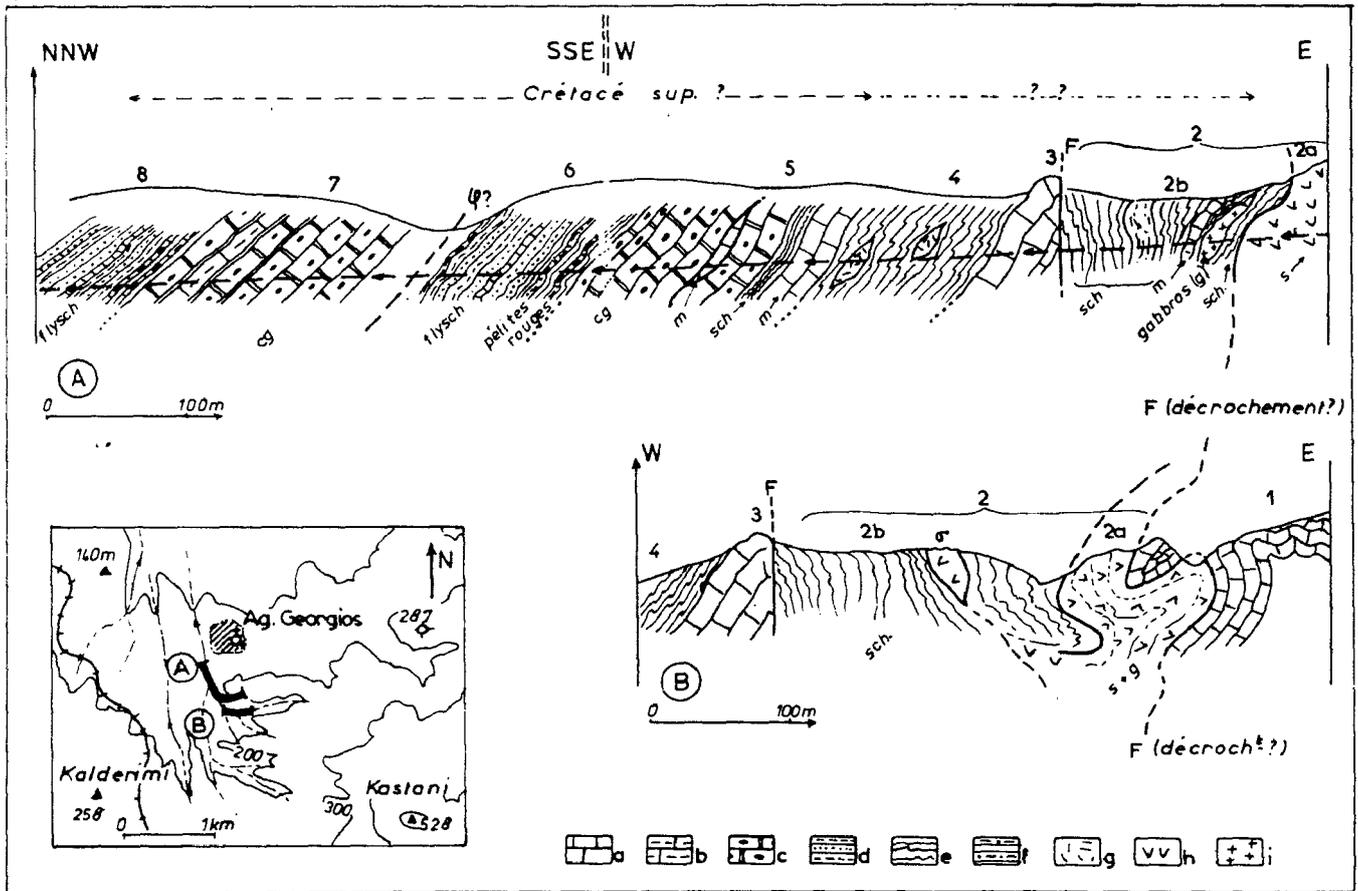


Fig. 266. - Séries situées en bordure NW du massif de Velanidia. Les affleurements occidentaux du secteur d'Agios Georgios. CAG 4, fig. 256.

a. marbres gris-blanc. - b. marbres à phyllosilicates. - c. marbres verts à éléments ophiolitiques. - d. "flysch". - e. schistes divers. - f. pélites rouges. - g. roches éruptives (olistolithes ?). - h. serpentinites. - i. méta-gabbros.

roches vertes (conglomérats ou microconglomérats (cg)). Des niveaux de marbres gris (m) et de schistes jaunâtres (sch.) apparaissent à la base de cette formation ou en lentilles plurimétriques (m').

Les schistes sont surtout formés de : quartz, feldspath, épidote (pistachite) mica blanc et un phyllosilicate brunâtre, parfois en rosette (chlorite brune ou stilpnomélane ?).

Un échantillon de calcschiste conglomératique se révèle être constitué d'un fond de calcite, chlorite, quartz et feldspath, alors que les éléments d'origine éruptive ont une texture fine (diabase ou laves) formée de feldspath, amphibole vert pâle, épidote et calcite, ou une texture plus grossière avec amphibole vert clair abondante, mica blanc, feldspath, quartz (?);

- (6) un flysch jaune et noir, avec à sa base, une passée de pélites rouge lie-de-
vin, et de rares intercalations de marbres noirs ou gris-vert en son sein.
Les principaux minéraux observés sont : quartz, mica blanc et chlorite ; mais
la part entre les minéraux d'origine détritique et ceux dus aux recristallisations
métamorphiques est difficile à déterminer ;
- (7) et (8), les termes (7) et (8), qui terminent la série visible dans ce vallon
et qui représentent des répétitions, probablement d'origine tectonique, des
niveaux sous-jacents (5) et (6).

Les niveaux supérieurs (5 à 8) appartiennent sans aucun doute possible au Crétacé supérieur. Ils passent en effet en continuité aux affleurements de même faciès et datés de cet âge, du secteur de Veletinon (cf. 2e partie, chapitre V, paragraphe III). Les niveaux (3) et (4) semblent être en continuité avec les termes conglomératiques et flyschoides (5 à 8) sus-jacents.

L'interprétation de l'ensemble (2) intensément tectonisé est plus délicate : sa partie basale (2a), faite de masses serpentinesuses, représente probablement des restes des ophiolites et sa partie supérieure (2b), une sorte de "mélange" anté-crétacé ou de série détritique transgressive du Crétacé métamorphisée.

Un autre problème subsiste, celui des relations entre les marbres orientaux (1) et le reste de la série (2 à 8) : d'après l'allure générale des affleurements observés et malgré des replis tectoniques importants, ces marbres (1) paraissent s'enfiler sous les termes ophiolitiques. Toutefois, ces marbres sont recouverts, plus au Sud-Est (4, fig. 264), par des calcschistes jaunes à copeaux de serpentinite différents des niveaux qui semblent les surmonter sur la coupe ici décrite. Le changement de direction des structures au contact même entre les marbres (1, fig. 266) et les schistes et serpentinites (2, fig. 266) conduit à penser qu'il s'agit en fait d'un contact subvertical à composante horizontale non négligeable (décrochement senestre conjugué au décrochement dextre constituant l'axe Volos-Velestinon).

3. CONCLUSIONS.

Les rapports entre les terrains de la série de Seskulon et les affleurements datés ou supposés du Crétacé supérieur (marbres gris-noir du Cénomaniens au Nord, flysch et conglomérats au Nord et à l'Ouest) sont toujours de nature tectonique, qu'il s'agisse de contacts verticaux, à rejet vertical et/ou horizontal, ou de contacts chevauchants.

Toutefois, les observations de terrain et la logique générale des affleurements du massif de Velanidia (pendage Ouest, unité tectonique supérieure de type ophiolitique...) conduisent à penser que ces accidents sont d'ampleur modeste et que les affleurements crétacés d'Agios Georgios constituent bien la couverture transgressive normale des ophiolites reposant sur les séries Ouest-pagasitiques (série de Seskulon, dans le cas présent).

Cette conclusion est importante car si elle est exacte, elle implique l'existence d'une tectonique anté-Crétacé supérieur fondamentale dans ce secteur (Ferrière, 1976 a), dans la mesure où des formations détritiques transgressives semblables (marbres conglomératiques verts et flysch) reposent sur des ensembles différents : ophiolites et séries Ouest-pagasitiques, dans le massif de Velanidia, au Sud ; rares ophiolites (et restes de séries pagasitiques ?) sur un soubassement de type pélagonien, au Nord dans le massif du Pelion. C'est là l'un des arguments en faveur de l'existence d'une unité pagasitique occidentale qui se serait mise en place au cours des phases paléohelléniques.

C. LES SERIES DE LA BORDURE NORD ORIENTALE DU MASSIF DE VELANIDIA.

Je distinguerai successivement la série de Pefkakia située à l'extrémité orientale du cap de Pefkakia (dit aussi cap Seskoulos) et la série du cimetière de Dimini, qui affleure plus précisément au Nord-Est de ce cimetière, et qu'il ne faut pas confondre avec la série de la fenêtre de Dimini ou série de Dimini (cf. 3e partie, chapitre II).

1. LA SERIE DE PEFKAKIA.

Elle est présente à l'extrémité orientale du cap de Pefkakia (fig. 256) qui limite au Sud, la rade de Volos, et ne se trouve qu'à deux kilomètres des affleurements les plus proches du massif du Pelion (marbres triasico-jurassiques (?) de Panaja au Sud-Est de Volos).

Cette série affleure principalement le long de la route asphaltée qui longe ce cap, et en bordure de mer, juste sous cette même route. La coupe proposée (fig. 267) est une synthèse de ces deux niveaux d'observation.

a. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

Du Nord au Sud, en bordure de la route, on observe successivement (fig. 267 A) :

(1) des serpentinites ;

(2) un ensemble de teinte verte, d'une épaisseur visible de 5 à 6 m, constitué

de schistes et de calcschistes riches en amphiboles, associés à des bancs de marbres verdâtres feldspathiques. Les paragenèses observées sont particulièrement intéressantes ; ainsi, des calcschistes verdâtres montrent, au microscope : quartz, calcite, chlorite verte, épidote, mais aussi, feldspath (albite) et amphibole verdâtre en grands cristaux (1 mm environ), présentant parfois un coeur vert sombre ou brunâtre et une bordure vert pâle. L'apparence grenue de l'échantillon et sa composition assez homogène évoquent une ancienne roche éruptive (gabbro ?). Toutefois, des calcschistes (2) prélevés sur les mêmes serpentinites (1) en bord de mer (fig. 267 B) possèdent une structure différente : des lits centimétriques, calcitiques, alternent en effet avec des lits peu épais, riches en épidote, alors que des amphiboles étirées et des plagioclases sont dispersés dans ces niveaux. Une origine sédimentaire, à partir d'un calcaire détritique à éléments ophiolitiques, est dès lors envisageable, dans ce second cas au moins ;

- (F) une faille verticale, qui décale les niveaux de l'ensemble (2) ;
- (3) un ensemble de marbres et de pélites siliceuses brunâtres : la base de l'ensemble est formée de marbres gris (3a), épais d'une dizaine de mètres environ ou plus, qui dessinent de très beaux plis décamétriques apparemment déversés vers le Nord.

Le terme supérieur (3b) est formé de schistes brunâtres, quartzeux, associés à quelques passées de marbres et de calcschistes peu épaisses. Les principaux minéraux observés dans les schistes sont les suivants : quartz, mica blanc, chlorite brunâtre, calcite, tourmaline, épidote et minéraux opaques. Le contact entre les schistes brunâtres (3b) et les bancs de marbres verdâtres qui rappellent ceux de l'ensemble (2), près de la faille (F), est probablement tectonique puisque les marbres (3a) manquent ; mais il n'est pas certain que ce soit là un contact majeur, il s'agit peut-être d'une disharmonie entre deux termes de la même série.

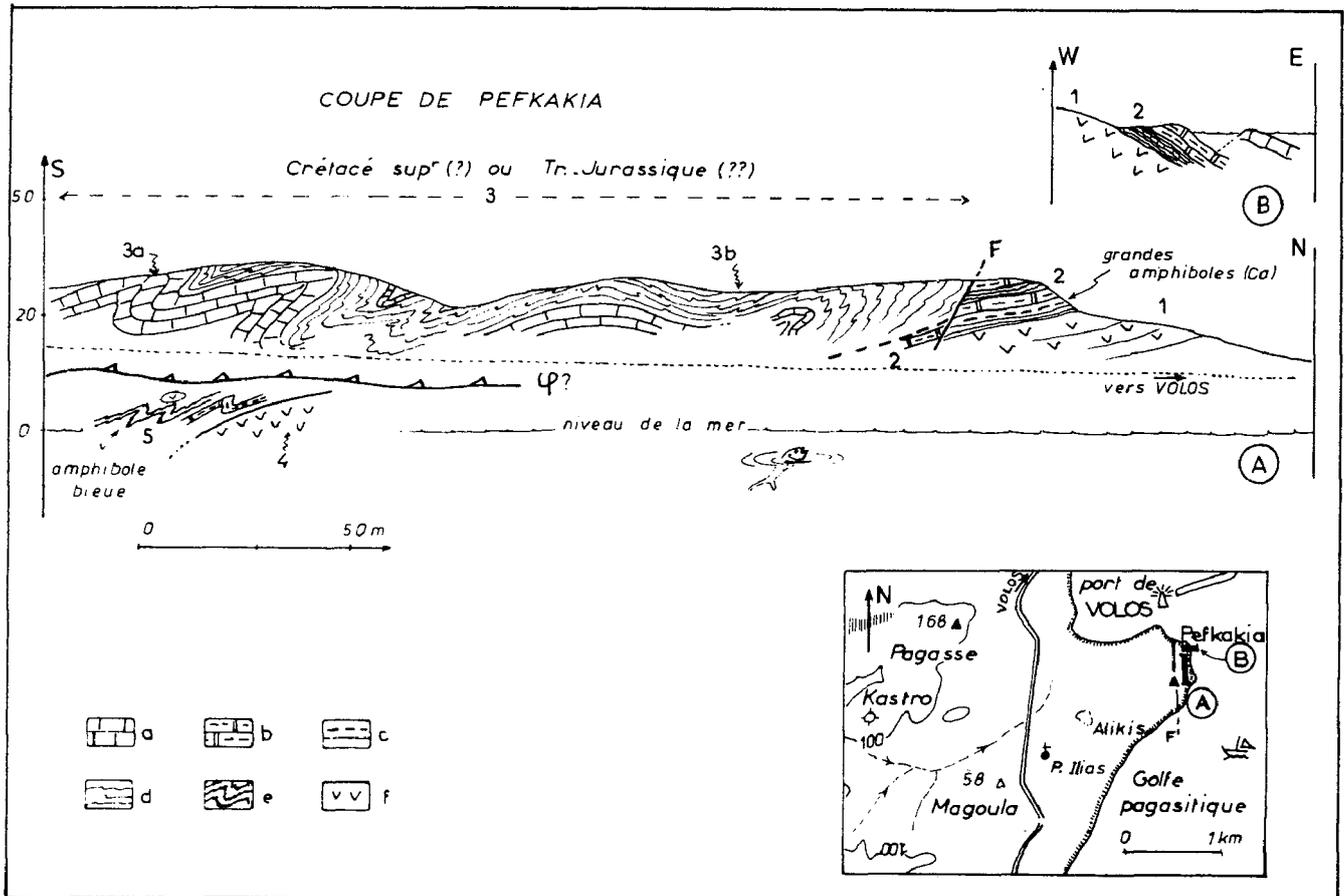


Fig. 267. - Séries situées en bordure NE du massif de Velanidia. La série de Pefkakia, Pefkakia fig. 256.
 a. marbres gris-blanc. - b. marbres verdâtres feldspathiques. - c. schistes et calcschistes à amphiboles. - d. schistes divers. - e. schistes microplissés à amphibole bleue et stilpnomélane. - f. serpentinites.
 Numéros : voir texte.

En bordure de mer (fig. 267 A), juste à l'aplomb des principaux affleurements de marbres plissés (3a), affleurent des serpentinites (4), surmontées de schistes bleu-nuit et de calcschistes verts microplissés (5) :

- les schistes bleu-nuit contiennent : quartz, amphibole bleu à bleu-vert (abondante) et un minéral brunâtre, qui est très probablement du stilpnomélane ;

- les calcschistes verts sont faits d'une alternance centimétrique de lits clairs à calcite et quartz et de lits verdâtres à amphibole verte (à coeur parfois brunâtre et bordure vert pâle ou bleu-vert), chlorite verte, épidote et minéraux opaques. Des éléments centimétriques (jusqu'à 2 cm de long au moins), essentiellement constitués d'amphiboles vertes atteignant plusieurs millimètres, altèrent parfois la régularité de l'alternance. Là encore, une origine sédimentaire à partir d'un conglomérat calcaire à éléments détritiques provenant de "roches vertes" est envisageable.

b. INTERPRETATION.

L'existence de serpentinites est un repère précieux pour l'interprétation des séries métamorphiques du secteur étudié. Il ne semble pas que les serpentinites constituent un copeau tectonique isolé, dans la mesure où certains des faciès associés (2) sont riches en amphibole verte à coeur brunâtre, provenant probablement de roches éruptives. La série observée repose sur les serpentinites, et nous admettons que l'ensemble (3), constitué de marbres et de schistes quartzeux, appartient à la même série que les niveaux sous-jacents (2). Plusieurs hypothèses sont alors envisageables :

(1)- il s'agit de la couverture transgressive normale, crétacée, d'ophiolites, surmontant elles-mêmes les séries Ouest-pagasitiques, par exemple. Les faciès lithologiques observés, ne s'opposent pas à cette interprétation, mais ils ne la confirment pas non plus, car les faciès carbonatés verdâtres, riches en éléments de "roches vertes" ont, ici, un faciès microbréchi que à bréchi que qui peut s'expliquer aussi bien par des phénomènes sédimentaires que par des phénomènes tectoniques, telle qu'une mylonitisation de ces roches vertes avec remplacement ou envahissement par la calcite. Cependant, si cette hypothèse s'avérait exacte, on aurait là les témoins orientaux de la couverture crétacée des unités supérieures métamorphiques du massif de Velanidia, inconnue à ce jour, puisque dans le secteur du cap Angistri, la série s'arrête aux ophiolites ;

(2)- il s'agit d'un dispositif de même nature que celui qui a été observé au Nord de Nea Anchialos (fig. 260) où une masse de serpentinites s'intercale dans les séries Ouest-pagasitiques, bien au-dessous de l'unité ophiolitique principale. Dans ce cas, la série située sur les serpentinites peut appartenir à une unité tectonique mise en place au cours des phases tectoniques précoces du Malm et représenter alors des terrains anté-Crétacé supérieur et plus particulièrement triasico-jurassiques ;

(3)- d'autres hypothèses sont envisageables, dans la mesure où la succession lithologique observée pourrait être en fait une série renversée correspondant à la partie supérieure d'une série Ouest-pagasitique ?, ou bien encore, être le résultat de la superposition de deux unités tectoniques distinctes (niveaux (1) et (2) d'une part, niveau (3) d'autre part).

Toutefois, les hypothèses les plus vraisemblables sont celles qui ont été signalées au début de ce paragraphe (1, et à moindre titre, 2).

2. LA SERIE DU CIMETIERE DE DIMINI.

Cette série métamorphique affleure en fait au Nord-Est d'une faille verticale qui traverse le cimetière de Dimini et la sépare de la série de la fenêtre de Dimini, beaucoup moins métamorphique (fig. 256 et 268).

a. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

La coupe décrite ci-dessous (fig. 268), de direction ESE-WNW, est comprise entre la maison en ruine, située à une centaine de mètres du cimetière de Dimini, du côté oriental, et la piste la plus septentrionale de Dimini, entre le point d'eau et le champ d'amandiers, du côté occidental.

D'Ouest en Est et de bas en haut, on observe successivement (fig. 268 et tabl. III 37) :

(1) des marbres gris clair, parfois zonés de rose, probablement assez épais (20

à 30 m visibles), enrichis en cipolins au passage avec l'ensemble schisteux sus-jacent ;

- (2) un ensemble schisteux d'une trentaine de mètres d'épaisseur, où l'on peut distinguer :
 - un niveau dur, violacé, à quartz et minéraux opaques (2a) ;
 - des schistes et calcschistes verdâtres (2b) qui présentent les paragenèses habituelles à amphibole vert pâle de type actinote dans les schistes, et amphibole bleu-vert (500 μ de longueur environ) dans les calcschistes ;
 - des roches schisteuses dures, faisant un petit ressaut dans la falaise (2c) ;
 - des schistes verts, d'aspect lustré, assez tendres (2d) ;
- (3) des niveaux carbonatés verts, à phyllosilicates et passées amphibolitiques. Ces marbres et cipolins sont caractérisés par la présence d'amphibole bleue ou bleu-vert (pléochroïsme : violet, bleu-vert, jaunâtre) au sein d'une paragenèse classique à calcite, épidote, chlorite, albite et quartz (?). Certaines amphiboles de dimension supérieure à la moyenne, sont brunâtres et bordées d'amphibole bleue ou bleu-vert qui sont également visibles dans les cassures de ces grands cristaux. Au microscope, un niveau amphibolitique prélevé à la partie supérieure des marbres se révèle être constitué, pour moitié environ, d'amphibole bleue ou bleu-vert (pléochroïsme : violet, bleu-vert, jaunâtre), et pour moitié de quartz, plagioclase, pistachite et chlorite verte ;
- (4) une passée métrique de roche dure, schisteuse, violacée à éclat métallique, faite de minéraux de très petite dimension, au sein desquels on reconnaît des minéraux opaques, de l'épidote, du quartz et de petites amphiboles vert pâle ;
- (5) un replat tapissé d'éboulis, bordé à l'Est par des schistes et calcschistes jaunâtres qui ont le même pendage que les niveaux précédents. Leur couleur est due à des phyllosilicates brunâtres (chlorites) associés à des micas blancs intercalés entre des lits de calcite et quartz ;
- (6) des bancs de marbres massifs (6b) surmontant des cipolins jaunes ou verts (6a).

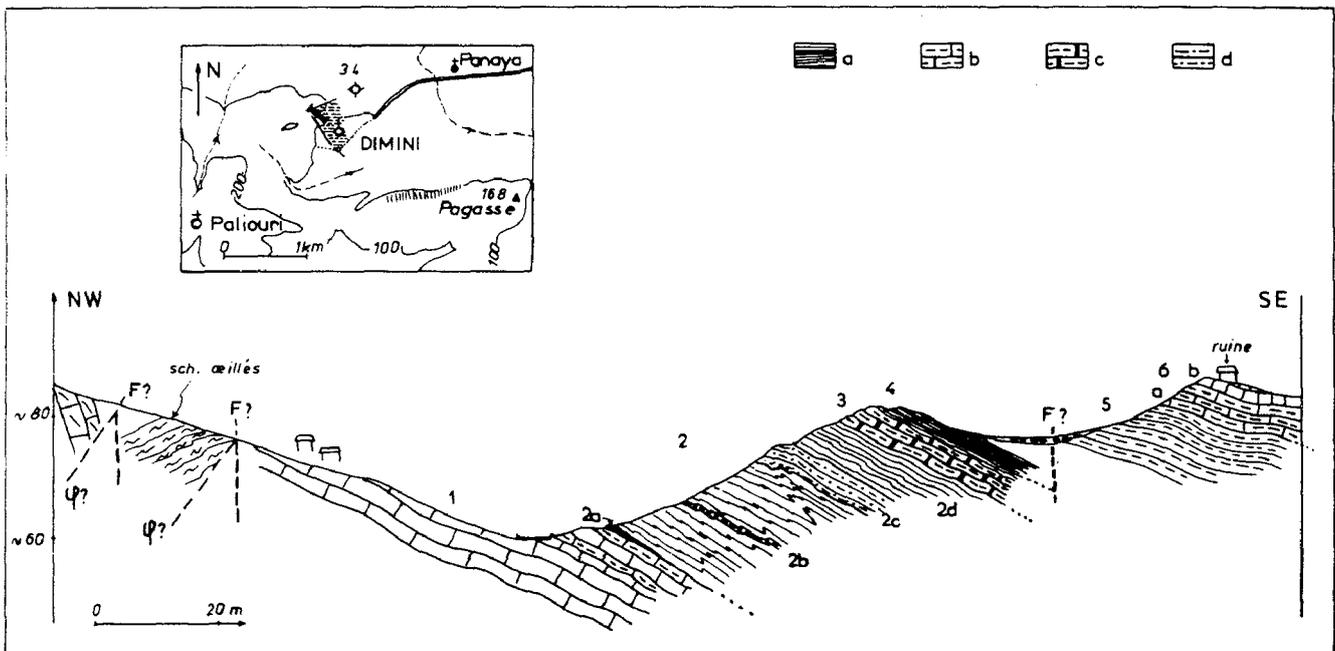


Fig. 268. - Séries situées en bordure NE du massif de Velanidia. La série du "cimetière de Dimini". Cim Di, fig. 256.

a. niveaux massifs denses de teinte sombre. - b et c. marbres à phyllosilicates. - b. verts à amphiboles. - d. roches assez massives, dures ; amphibole incolore vert-pâle.
 Numéros : voir texte.

b. COMPLEMENTS.

Dans le champ d'amandiers situé au Sud de la coupe, à l'altitude approximative des niveaux (3) et (4), on peut noter la présence de roches massives à amphiboles bleu-vert, à faciès de roche éruptive grenue (métagabbro ?), associées à des niveaux de calcite. L'association minéralogique est classique, avec des secteurs riches en calcite, quartz et feldspath et d'autres à épидote, chlorite et amphibole bleue ou bleu-vert essentiellement. Toutefois, ces dernières, qui peuvent atteindre 1 mm de longueur, sont ici nettement en voie de déstabilisation.

Cimetière de DIMINI	Min. Ech	O.	Cc.	Ab.	M. bl	Silpn.	Chl	Amph. ante	Amph. vp. inc.	Amph. bl./bl. v.	Pyr.	Ep.	Gr.	Ox. Op.	divers	ROCHES		
Age: Jur. (?) ou Crétacé (??)	1	F5.32	+	++	(+)	+		+							+		cipolin	
	2	b	" .29	+	+	+					++		++		+			amphibolite
			" .28	+		++			+		++		+					"
		c	" .27	(+)		++			+		+		++					sch. verdâtre
		d	" .26	+		++	+		++				++					chloritosch.
	3		" .25	(+)	++	+		+	vp. = v. br. + (0)?		++ (1-2)		+		+			calcschiste
		(éboulis)	F8.169	+	+	(+)	† (rare)	+			++		++				leucax.	amphibolite
		(éboulis)	F5.20		++	+		+	vp. = v. br. + (0)?	+	+(1)?	+(2)?		+	+			cipolin
		(éboulis)	F8.171	+	+	+		+	post. amp.	(+)	+		++		+		leucax?	calcsch./amph.
	4	F5.23	+			(+)				(+)			+		+			sch. silic. violet
5	" .21	+	++	(+)	+		brune +							+	Phyl. br.		calcsch. jaune	
6	" .22	+	+++	+	+		v. + br.							+	Phyl. br. Apot. Tourm.		cipolin	

Tabl. III 37. - Série du cimetière de Dimini (fig. 268).

c. INTERPRETATION.

L'analyse de la coupe (fig. 268) montre que le contact entre la série du cimetière de Dimini et les schistes ceillés de l'unité Ouest-pagasitique est de nature tectonique, qu'il s'agisse d'un contact chevauchant ou plus probablement de failles verticales, si bien que cette série est limitée de toutes parts par des accidents tectoniques ou des terrains récents.

Les faciès observés, schistes violacés à éclat métallique, schistes amphibolitiques surmontant des marbres, rappellent la partie supérieure de la série de Seskulon (série Ouest-pagasitique). Toutefois, il manque l'unité ophiolitique sus-jacente pour confirmer cette interprétation. Des doutes subsistent en effet, car les niveaux (5) et (6), s'ils constituent bien la partie supérieure de la série du cimetière de Dimini, n'ont pas leur équivalent dans la série de Seskulon, et surtout la première nommée est très riche en amphibole bleue ou bleu-vert (3).

Une comparaison entre la série du cimetière de Dimini et les séries schisteuses infra et supra-ophiolitiques qui surmontent les marbres pélagoniens au Nord de Volos, mérite d'être envisagée, dans la mesure où cette hypothèse pourrait avoir des conséquences théoriques, d'ordre structural, importantes.

Une solution serait en effet d'admettre que, par rapport au Crétacé supérieur présent au Nord de Volos, les niveaux (4) et (5) (fig. 268) représenteraient le flysch avec ses passées violacées à la base, et le niveau (3) les ~~marbres~~ ~~verts~~ conglomératiques à éléments de roches vertes - dans la mesure où certaines amphiboles brunâtres pourraient être détritiques - mais il faut bien dire que cela n'est pas très convaincant du fait de l'absence d'ophiolites à la base de l'ensemble et du caractère approximatif des comparaisons de faciès proposées.

Quant à la comparaison avec les niveaux compris entre les ophiolites et les marbres triasiques (jurassiques ?) pélagoniens, elle est difficile à tester, car ces derniers sont assez mal connus au Nord de Volos. Les rares affleurements peu tectonisés, connus (fig. 197) sur la bordure occidentale du mont Sarakino, ne présentent pas d'affinités remarquables avec cette série

-quant au contenu minéralogique notamment- mais là encore, des variations latérales sont possibles.

En résumé, l'assimilation de la série du cimetière de Dimini à la partie supérieure des séries Ouest-pagasitiques me paraît constituer, dans l'état actuel des connaissances, la solution la plus plausible ; mais on ne peut écarter l'hypothèse d'une réapparition des séries schisteuses du compartiment septentrional situé au Nord de l'axe Volos-Velestinon.

MASSIF DU CHALKODONIO ET SECTEUR DE MIKRO VOUNON

IMPORTANCE DU METAMORPHISME PALEOHELLENIQUE

I. PRESENTATION

Les terrains métamorphiques décrits dans ce paragraphe appartiennent soit à des ensembles limités en superficie, qui apparaissent au sein des massifs du Chalkodonio et du Saradsi, soit à de plus vastes affleurements de roches métamorphiques dont ils constituent l'extrémité méridionale, près de Mikro Vounon au Nord de Farsala.

Ils présentent toutefois une caractéristique fondamentale commune, celle d'appartenir à des secteurs possédant des terrains, d'âge crétacé supérieur, peu ou pas métamorphiques. Malgré des complications tectoniques locales qui seront évoquées à l'occasion, on peut donc considérer que le métamorphisme principal affectant les terrains est anté-crétacé supérieur et qu'il s'agit très probablement d'événements métamorphiques liés aux phases paléohelléniques.

L'étude des terrains métamorphiques situés à l'Ouest de Veletinon, susceptible d'apporter des précisions sur les événements précoces, est donc tout à fait complémentaire des études faites sur les massifs du Pelion et de Velanidia, qui, comme nous l'avons signalé ci-dessus, sont constitués de terrains qui ont subi un ou plusieurs épisode(s) métamorphique(s) d'âge tertiaire, en plus des recristallisations probables, anté-Crétacé supérieur (et paléozoïques à l'occasion).

Je décrirai successivement ces différents affleurements, d'Est en Ouest, en distinguant toutefois deux secteurs principaux : celui des massifs du Chalkodonio et du Saradsi, dont les terrains font partie intégrante de la région étudiée, et le secteur de Mikro Vounon situé à la limite de cette région, que j'ai simplement parcouru mais qui a été analysé plus en détail par Richard (1980).

II. LES TERRAINS METAMORPHIQUES DES MASSIFS DU CHALKODONIO ET DU SARADSI

A. GENERALITES.

Ces terrains métamorphiques apparaissent sous des unités tectoniques constituées de terrains d'âge crétacé supérieur, dans trois secteurs géographiquement distincts (fig. 185) : au Nord-Ouest du village de Microthive (monts du Psilorachi et Paliochori : Is 1, fig. 185), au Nord-Est d'Eretria (Ouest du massif du Saradsi : Is 2), et au Nord de Rigeon (massif du Chalkodonio : Is 3).

Comme je l'ai déjà signalé, ces massifs n'ont pas fait l'objet de travaux détaillés. La carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954) indique bien des terrains métamorphiques dans ces secteurs, mais de façon totalement arbitraire : le massif du Chalkodonio est figuré dans sa totalité en marbres et schistes cristallins, alors que seul l'affleurement de Rigeon est nettement métamorphique et les terrains métamorphiques du massif du Saradsi sont attribués sur cette carte à une formation ne regroupant que des terrains sédimentaires et éruptifs.

J'ai, pour ma part, publié quelques coupes et un schéma géologique relatifs à ces massifs, et à cette occasion signalé et décrit succinctement les affleurements métamorphiques en question (Ferrière, 1977).

Je décrirai les affleurements d'Est en Ouest, soit, successivement, ceux des monts Psilorachi-Paliochori, puis ceux d'Eretria-Rigeon.

B. LES AFFLEUREMENTS DES MONTS PSILORACHI-PALIOCHORI (PARTIE ORIENTALE DU MASSIF DU SARADSI).

Ils forment un quadrilatère limité au Nord par le mont Psilorachi, à l'Ouest par le mont Paliochori, au Sud et à l'Est par des terrains néogènes-quaternaires respectivement sédimentaires et basaltiques (fig. 185).

1. COUPE DU MONT PSILORACHI (343 m).

Une coupe subméridienne passant par ce sommet, permet d'observer du Nord au Sud, les formations lithologiques suivantes (fig. 269 A et tabl. III 38) :

- (1) des calcaires marmoréens gris-vert en plaquettes, à traces noirâtres, datés plus à l'Ouest du Crétacé supérieur, et épais d'une centaine de mètres au moins. Ils sont recristallisés et contiennent quelques feldspaths de néogène. Le contact avec les formations métamorphiques sous-jacentes présente des marques de tectonisation ;
- (2) à (6), des formations métamorphiques de type "schistes verts" constituées d'une alternance de niveaux schisteux et de niveaux de cipolins à micas blancs parfois centimétriques. Par commodité, on peut distinguer, du Nord au Sud, des schistes verts microplissés (2), une première barre de cipolins intensément déformés (3), un ensemble plus épais fait d'une alternance de schistes et de cipolins (4), une deuxième barre de cipolins (5) qui domine un vaste domaine schisteux méridional (6) emprunté par une piste secondaire à vocation agricole.

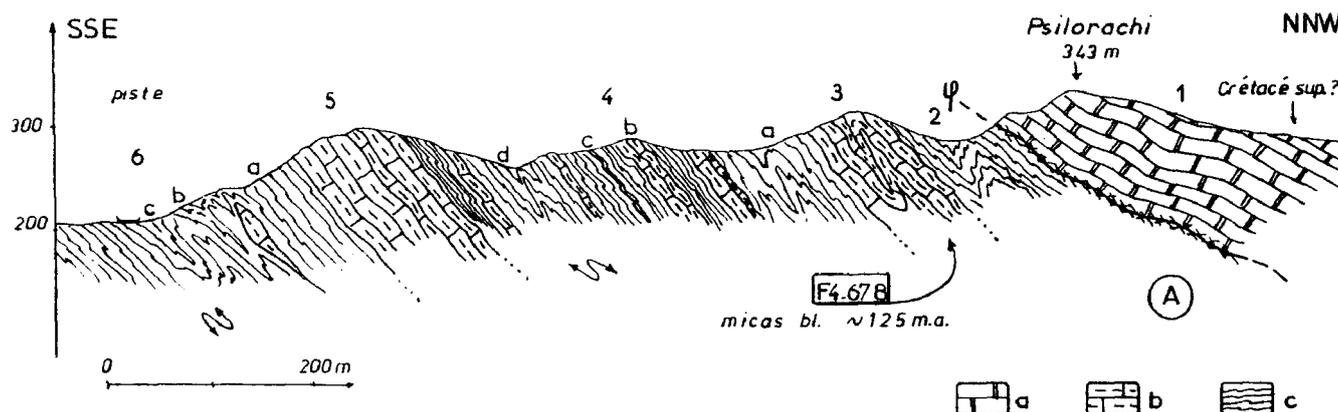


Fig. 269. - Les terrains métamorphiques occidentaux. Coupe du mont Psilorachi (343 m). Is 1, fig. 185 (introduction à la 3ème partie) et A. fig. 270.

a. marbres en plaquettes gris-vert (Crétacé ?). - b. marbres riches en micas blancs. - c. schistes divers (cf. "schistes verts").

Numéros : voir texte.

Les principales paragenèses minérales ont été reportées dans le tableau III 38. Il s'agit incontestablement de paragenèses de type "schistes verts" dans lesquelles n'ont été observées que des amphiboles incolores ou d'un vert très pâle, de type actinote. Certaines particularités

peuvent être notées, comme la richesse en sphène de quelques roches, ou en mica blanc, des niveaux de cipolins. Une autre particularité qui n'apparaît pas sur le tableau est la dimension relativement grande des cristaux qui constituent ces roches, aussi bien en ce qui concerne les amphiboles des schistes (300 μ environ) que les micas blancs des cipolins (500 μ ou plus).

Les paragenèses observées paraissent être cohérentes, toutefois certaines épidotes de grande taille sont en voie de transformation en petits grains de même nature. En outre, il semble que la foliation visible dans les cipolins soit reprise par une schistosité postérieure oblique, soulignée par des micas blancs et des chlorites, qui décale les lits micacés principaux.

Ces observations permettent de conclure à l'existence de recristallisations majeures avant le dépôt des terrains du Crétacé supérieur qui sont eux affectés de recristallisations plus faibles, à condition d'admettre toutefois que le contact tectonique qui sépare les terrains créta-cés de ces niveaux nettement métamorphiques n'est qu'un contact chevauchant d'ampleur limitée.

Localisation		Min Ech.	O	Cc	Ab	M bl	Stilpn	Chl	Amph ante	Amph v. p.	Amph bl.	Pyr	Ep	Gr	Ox Op	divers	ROCHES	
Age : Anié Crétacé sup. (?)	2	F5 268	(+)?	++	++ 2	+		+		+ 1			+		+	sphène	calcsch.	
	3	" 267	+	++		++		+					+		+	sph. Tourm.	cipolin	
	a	" 269			++ 2	+		+		+ 1			++		++		sch. vert à Ep.	
	b	" 270	(+)	++	+	++		v. d. br. +					+				Tourm.	cipolin (S: I, II)
	c	" 271		++	++			+					++					sch. à Ep.
	d	" 272		+	+			+					++					"
	5	F4 679		++	++	++									+		sph.	cipolin
	a	F5 273	(+)		+			v. d. br. +					++					sch. à Ep.
	b	" 274			+	+				++			++		+			amphibolite
	c	" 277			+	+				++			++				sph. (?)	"

Tabl. III 38. - Coupe du mont Psilorachi (fig. 269).

2. COUPE DU MONT PALIOCHORI (359 m).

Cette coupe, levée 3 km environ à l'Ouest de la précédente, est de direction subméridienne et passe par le sommet du mont Paliochori (359 m). Elle est située à la jonction de secteurs où affleurent principalement des roches métamorphiques, à l'Est, et des ophiolites, à l'Ouest. Cette jonction est caractérisée par la présence d'écaillés tectoniques complexes qui se succèdent de la façon suivante, du Nord au Sud (fig. 270 B) :

- (1) des calcaires marmoréens gris-vert, à traces noirâtres (Rudistes ?) attribués au Crétacé supérieur ;
- (2) des serpentinites ;
- (3) des formations métamorphiques constituées de cipolins à micas blancs (3b), encadrés de schistes verts et bruns (3a et 3c) ;
- (4) une écaille de serpentinites ;
- (5) des schistes métamorphiques (5a) surmontant des cipolins (5b) ;
- (6) un ensemble de péridotites serpentinisées (6a et 6c), dans lequel s'intercalent des écaillés de marbres blancs ou de cipolins (6b).

Du point de vue minéralogique, les quelques échantillons étudiés, se révèlent être semblables à ceux de la coupe précédente.

Le fait que certaines formations, nettement métamorphiques, recouvrent ici les ophiolites sous l'effet de mouvements tectoniques anté-crétacé supérieur ou tertiaires, permet de mieux comprendre le dispositif observé au Sud-Est d'Agios Georgios (4 et 5, fig. 257).

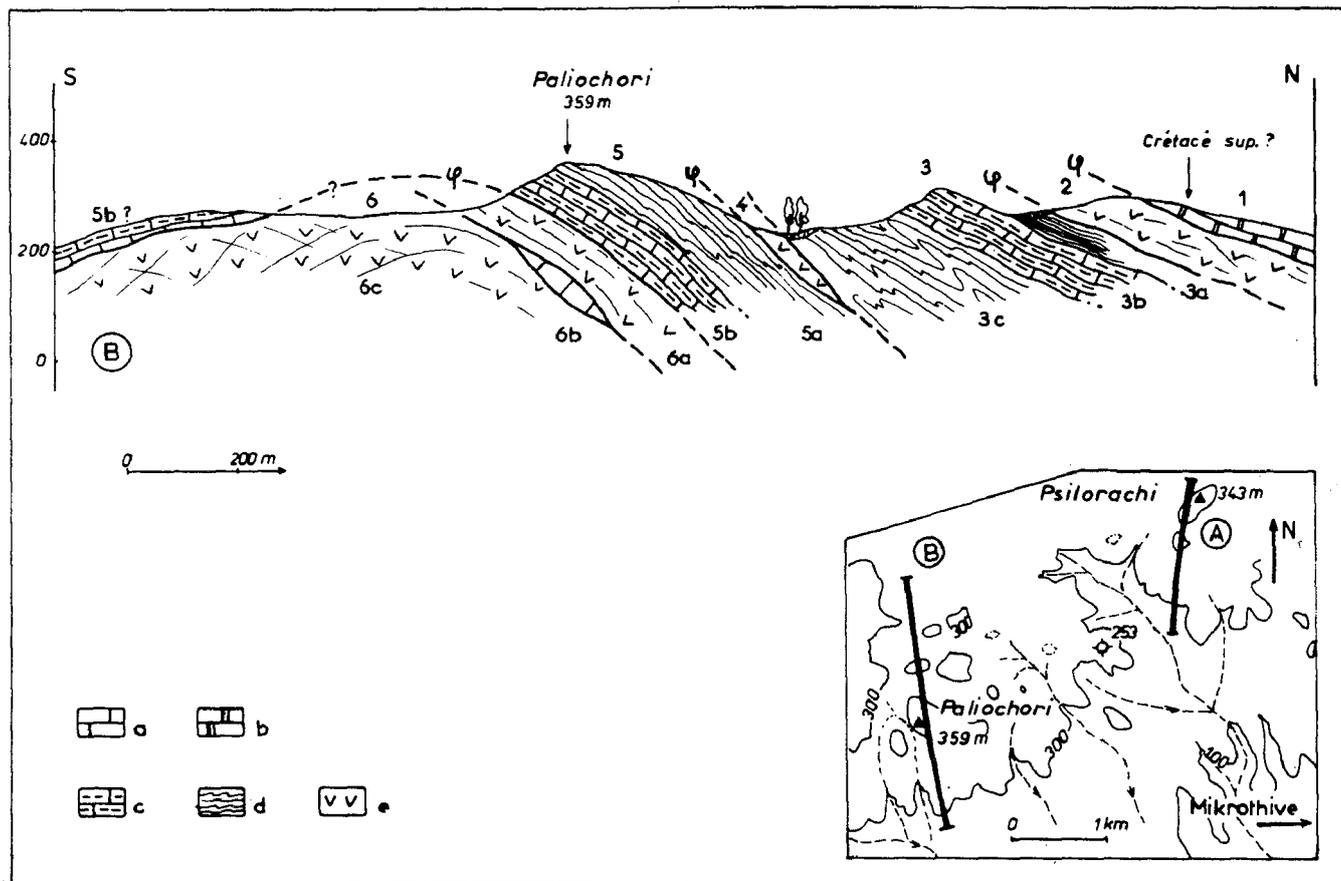


Fig. 270. - Les terrains métamorphiques occidentaux. Coupe du mont Paliochori (359 m). Is 1, fig. 185 et B sur carte jointe.

a. marbres blancs. - b. marbres gris-vert en plaquettes. - c. marbres micacés. - d. schistes divers. - e. serpentinites.

Numéros : voir texte.

C. LES AFFLEUREMENTS D'ERETRIA-RIGEON.

Ces affleurements que j'ai regroupés dans un même ensemble, sont en fait géographiquement distincts et constituent une première bande d'affleurements allongée SE-NW, un kilomètre environ au Nord d'Eretria, et une seconde, sur laquelle s'appuie le village de Rigeon (fig. 271).

Les affleurements de Rigeon seront décrits avec quelques détail, alors que je ne donnerai que des indications sur ceux d'Eretria, qui ne se prêtent pas à de bonnes observations.

1. COUPES AU NORD DE RIGEON.

Les terrains d'âge crétacé supérieur qui forment la partie septentrionale de ces différentes coupes ont été décrits dans le paragraphe consacré à l'étude de la stratigraphie des terrains sédimentaires (fig. 166). Du Nord au Sud, on rencontre successivement (fig. 271) :

- (1) une unité tectonique constituée de serpentinites et de calcaires datés à la base du Cénomaniens ;
- (2) une unité laminée de flysch, daté du Maestrichtien ;
- (3) l'ensemble des terrains métamorphiques qui, dans la coupe la plus complète, montre, de haut en bas (coupe B) :
 - quelques mètres de calcschistes écrasés sous les unités tectoniques sus-jacentes (3a), contenant des micas blancs d'aspect "sale" au microscope, du fait de la présence de petits minéraux opaques ;

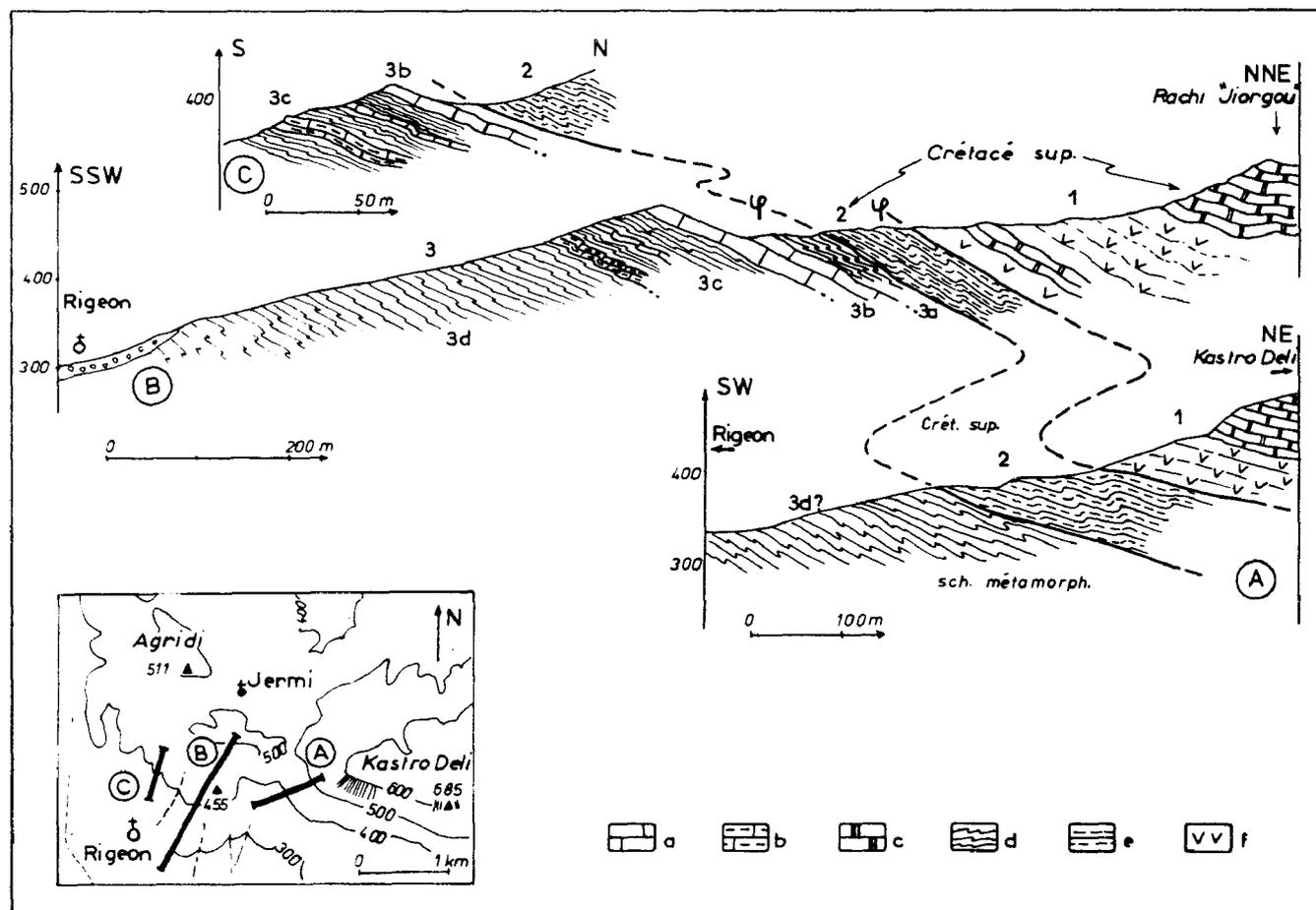


Fig. 271. - Les terrains métamorphiques occidentaux. Les affleurements d'Eretria-Rigeon. Is 3, fig. 185.

a. marbres gris-blanc. - b. marbres micacés. - c. marbres gris-vert en plaquettes, parfois conglomératiques. - d. schistes divers. - e. "flysch" (Crétacé sup. - Paléocène). - f. serpentinites. Numéros : voir texte.

- une barre décamétrique de calcaires marmoréens (calcite microcristalline) qui constitue un petit sommet, coté 455 m (3b) ;
- une alternance (3c) de schistes, de calcschistes, de marbres et de cipolins (rares), plus développés vers l'Ouest (C, fig. 271). Les cipolins ont des faciès proches de ceux observés dans la coupe du Psilorachi, mais ils sont plus chloriteux et contiennent : calcite, chlorite verte, épidote et quartz ;
- un ensemble de schistes verdâtres durs (3d). J'y ai prélevé :
 - + des schistes durs de couleur verte (coupe B), à épidote en grands cristaux, grains de pistachite de 500 μ de diamètre en moyenne, noyés dans un fond d'amphibole incolore et de quartz. De la calcite, probablement postérieure, complète cette association ;
 - + des micaschistes verts (coupe A) à quartz, calcite (rare), mica blanc et épidote (pistachite) ;
 - + des calcschistes verts (coupe A) à épidote (pistachite), calcite, chlorite verte, feldspath (albite) et quartz.

En résumé, les coupes présentées ici montrent des variations de la partie supérieure des séries métamorphiques, qui sont probablement dues à des absences tectoniques ; mais elles permettent de mettre en évidence une certaine homogénéité des faciès à l'échelle du secteur de Rigeon. Ces faciès, notamment ceux à amphibole et épidote, rappellent ceux du secteur plus oriental du Psilorachi.

2. COMPLEMENTS : LES TERRAINS METAMORPHIQUES D'ERETRIA.

Ils affleurent, localement au moins, entre les péridotites serpentinisées d'Eretria au Sud-Ouest et des séries d'âge crétacé supérieur, plus ou moins recristallisées, au Nord-Est. Ils

forment un jalon intéressant entre les affleurements orientaux du Paliochori (fig. 270) et ceux de Rigeon (fig. 272). Des coupes décrites dans le chapitre relatif à la stratigraphie du Crétacé supérieur permettent de situer ces affleurements (fig. 164).

La route qui mène d'Eretria à la gare de Rigeon recoupe l'ensemble métamorphique au sein duquel on reconnaît des faciès décrits près de Rigeon, mais aussi plus à l'Est dans les monts Paliochori-Psilorachi. Ainsi, on peut citer :

- des schistes à épidote (pistachite) et amphibole incolore à vert très pâle, de type actinote, en grands cristaux (500 μ environ) associés à du plagioclase (albite) et du quartz ;
- des calcschistes à calcite, épidote (pistachite), chlorite verte, quartz et plagioclase (albite).

Plus à l'Est, sur les serpentinites d'Eretria, affleurent des ensembles de roches métamorphiques riches en quartz, dont des micaschistes à quartz et mica blanc principalement, et des roches plus dures à quartz, plagioclase sodique et épidote. Certains niveaux présentent, sur une épaisseur de plusieurs mètres, une allure rythmique qui leur donne un faciès "flyscholide". Ces niveaux reposent sur des bancs siliceux qui peuvent être comparés à des jaspes et sont recouverts par des cipolins.

En outre, à la partie supérieure de ces ensembles métamorphiques, à proximité de la base des calcaires microbréchiques recristallisés du Crétacé supérieur, certaines roches, malheureusement très altérées, évoquent de par leur teinte et leur débit, des métatufs ou des roches d'origine éruptive (dolérites par exemple) ; je n'ai pu cependant observer de structures éruptives indubitables.

En ce qui concerne les terrains métamorphiques du secteur d'Eretria, un des points importants à souligner, est que ces terrains se trouvent situés sous une couverture crétacée transgressive, recristallisée mais nettement moins que le soubassement, apparemment en place (série d'Eretria, fig. 164). Cette observation permet de conclure à l'âge anté-crétacé supérieur de ces terrains métamorphiques, ce qui n'était que probable dans le cas des coupes du Psilorachi-Paliochori et de Rigeon, puisque les niveaux d'âge crétacé supérieur appartenaient à des unités tectoniques distinctes.

Par ailleurs, près d'Eretria, il est intéressant de noter que ces terrains métamorphiques reposent sur des ophiolites.

D. INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS.

S'agissant des terrains métamorphiques des massifs du Saradsi et du Chalkodonio, les remarques suivantes peuvent être faites :

- il existe une certaine homogénéité des faciès d'Est en Ouest, avec notamment des cipolins à plages micacées particulièrement bien développées -ils sont toutefois plus abondants à l'Est (coupe du Psilorachi)- mais aussi des schistes particuliers tels que ceux constitués en quasi-totalité d'amphibole incolore et de pistachite ;
 - l'analyse des faciès des roches métamorphiques et des successions lithologiques exposées ne permet pas de proposer des équivalences précises avec des séries métamorphiques ou sédimentaires connues dans le domaine étudié.
- En revanche, l'étude de la position de l'ensemble métamorphique, au sein des séries des massifs du Saradsi et du Chalkodonio, notamment dans le secteur d'Eretria, conduit à admettre qu'il s'agit de roches métamorphisées avant le Crétacé supérieur, puisque les dépôts de cet âge, en place sur les terrains métamorphiques, s'ils sont recristallisés, ne le sont que très faiblement par rapport à ces derniers ;

- les relations des roches métamorphiques avec les ophiolites du secteur d'Eretria apportent également quelques indications. Dans le secteur de Paliochori (fig. 270), il existe une imbrication d'écaillés tectoniques faites de roches métamorphiques d'une part, de serpentinites d'autre part ; malheureusement, il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit d'une disposition structural tertiaire ou anté-crétacé supérieur, ou bien encore le résultat de la superposition des deux évènements. On peut toutefois remarquer que, dans la plupart des coupes décrites (sauf celle de Rigeon) notamment dans celle d'Eretria, ces roches métamorphiques sont au contact de terrains d'âge crétacé supérieur et reposent sur des serpentinites, ou la masse principale des péridotites serpentinisées. En conséquence, deux hypothèses s'imposent immédiatement

ou bien il s'agit d'une couverture ophiolitique anté-Crétacé supérieur, que celle-ci soit antérieure ou postérieure à la première mise en place tectonique des ophiolites, ou bien les terrains métamorphiques appartiennent à une unité tectonique anté-Crétacé supérieur charriée sur les ophiolites et dans ce cas, les sédiments ont un âge quelconque.

Ces différentes hypothèses ont pour point commun: la position structurale particulière (pour le secteur étudié) de l'ensemble métamorphique sur les ophiolites ; on peut rappeler la présence de tels terrains supra-ophiolitiques, à la partie supérieure de la série de Seskulon à proximité d'Agios Georgios. Malheureusement, ces derniers occupent une superficie restreinte et les comparaisons de faciès avec les terrains métamorphiques du Chalkodonio-Saradsi, beaucoup mieux représentés, n'ont qu'une valeur toute relative. Le type de métamorphisme ("schistes verts") dans chacun des ensembles est comparable, mais dans le détail, les correspondances entre faciès ne semblent pas évidentes ; ainsi près d'Agios Georgios, les schistes contiennent des amphiboles bleu-vert à vert pâle et du stilpnomélane, alors que plus à l'Ouest, les amphiboles sont incolores et le stilpnomélane absent. La proximité de ces affleurements ne doit d'ailleurs pas faire illusion car si des décrochements tertiaires à rejet horizontal peut-être modéré existent entre les deux, d'autres plus anciens (phases paléohelléniques) et de plus grande ampleur ont pu intervenir.

Une dernière remarque, qui sera développée dans les conclusions communes aux séries du domaine métamorphique, peut être faite à propos de ce métamorphisme anté-crétacé supérieur d'intensité comparable (sinon plus forte) à ceux que l'on observe au Tertiaire. La proximité d'affleurements de roches métamorphisées précocement, durant les phases paléohelléniques (Is 1 à 3, fig. 185) et d'unités métamorphisées au Tertiaire (massifs du Pelion et de Velanidia, fig. 185), conduit à s'interroger sur les effets de chacune de ces périodes de diastrophisme dans ces dernières unités. Dans la mesure où l'intensité des métamorphismes qui accompagnent ces deux périodes de déformation est comparable, la distinction au sein des associations minérales entre ce qui est précoce et ce qui est récent, ne pourra se faire aisément (cf. 3e partie, chapitres II et III).

III. LES TERRAINS METAMORPHIQUES DU SECTEUR DE MIKRO VOUNON

A. GENERALITES.

Les terrains métamorphiques étudiés dans ce paragraphe appartiennent à une bande montagneuse constituée de deux massifs principaux, celui du Titanos (693 m) au Nord et celui de Phyllion au Sud, entre les plaines récentes de Trikkala-Karditsa à l'Ouest et de Larissa à l'Est (fig. 185).

Ces terrains, qui sont situés à la limite du domaine que j'ai étudié, présentent un intérêt tout particulier car il s'agit, comme pour les massifs du Chalkodonio-Saradsi, de terrains ayant très probablement subi un métamorphisme anté-crétacé supérieur puisque le Crétacé supérieur est ici simplement schistosé.

Ce chaînon métamorphique n'a, à ma connaissance, fait l'objet d'aucun travail particulier. Sur la carte à 1/500 000, la partie septentrionale est figurée en marbres, alors que le massif de Phyllion, au Sud, est représenté en marbres et schistes cristallins (Renz *et al.*, 1954).

Sur la carte à 1/50 000 de Sofhades (Bornovas *et al.*, 1969) où l'extrémité méridionale de ce massif est cartographiée, des distinctions intéressantes sont établies, entre des affleurements non métamorphiques d'âge crétacé supérieur au Sud, des marbres (Trias-Jurassique ?) et des schistes cristallins au Nord. Le contact entre ces deux ensembles est supposé être tectonique : les terrains métamorphiques chevauchant les terrains d'âge crétacé supérieur.

Ayant repris l'étude de ce secteur, centré sur le village de Mikro Vounon, j'ai constaté que la structure présente à l'Ouest du village pouvait être assimilée à un flanc, légèrement renversé et localement faillé, d'un grand pli, dans la mesure où le contact entre les niveaux Crétacé supérieur et les radiolarites et marbres siliceux sous-jacents est très nettement stratigraphique. A la suite de ces observations, un travail plus détaillé a été entrepris par Richard (1980). Des coupes, levées par ce dernier dans les schistes métamorphiques affleurant au Nord de Mikro Vounon, ont révélé la présence de schistes divers à amphibole vert pâle ou bleu-vert, mais aussi de métavolcanites basiques (anciennes spilites ?).

B. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

1. COUPE DE MIKRO VOUNON.

Cette coupe, établie d'après mes propres résultats (secteur méridional) et surtout ceux de Richard (1980), permet d'observer du Sud-Ouest au Nord-Est (fig. 272) :

- (1) des calcaires bréchiques ou fins, parfois schistosés, d'âge crétacé supérieur subverticaux ou renversés (+) ;
- (2) un ensemble constitué de radiolarites rouges, de pélites siliceuses schistosées, de blocs de laves ou de serpentinites, qui rappelle les formations volcano-détritiques d'Othrys ;
- (3) quelques mètres de marbres en plaquettes, à lits siliceux ;
- (4) une épaisse formation de marbres massifs, blancs ou gris, formant le Mikro Vounon-Petroto (276 m) ;
- (5) des schistes et calcschistes verdâtres ou jaunâtres qui se développent vers le Nord. Le contact entre ces schistes et les marbres sous-jacents présente des traces de tectonisation mais aussi des faciès de transition (marbres micacés et calcschistes), entre les deux ensembles (Richard, 1980).

Au sein des schistes, divers types pétrographiques ont pu être reconnus.

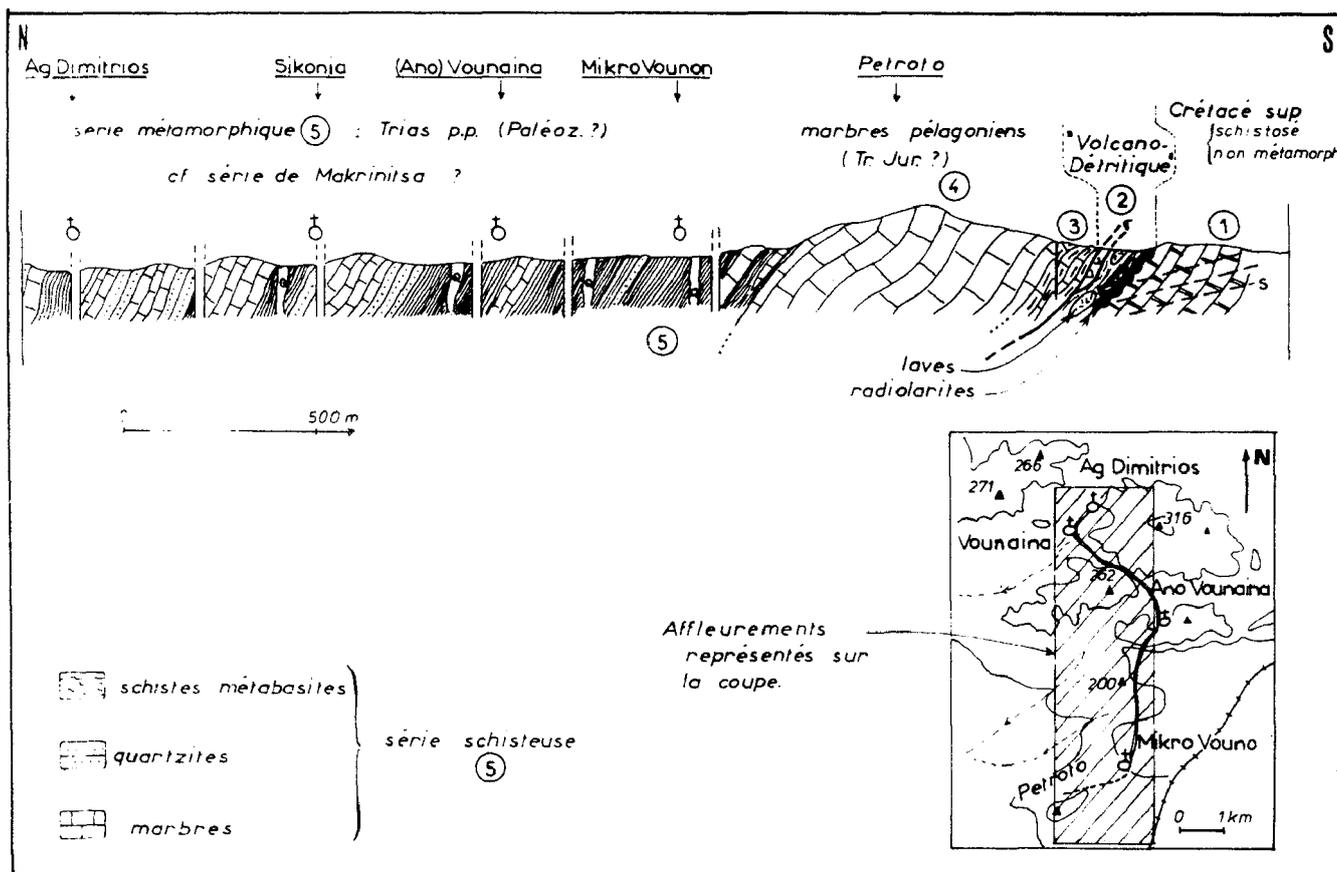


Fig. 272. - Les terrains métamorphiques occidentaux. Coupe de Mikro Vounon. Is 4, fig. 185.

Cette coupe permet d'étudier dans de bonnes conditions le métamorphisme anté-crétacé supérieur. Légende dans le texte. Figurés : fig. 185 B. (Partie Nord d'après Richard, 1980).

(+) Ces niveaux ont été décrits dans le chapitre consacré à la stratigraphie des terrains sédimentaires.

Au Sud du village de Mikro Vounon, près du contact avec les marbres, j'ai observé principalement des schistes verdâtres à quartz, mica blanc, chlorite verte, épidote (pistachite), plagioclase sodique (albite) de grande dimension, et minéraux opaques. Les principales variations observées concernent la richesse en quartz et en mica blanc des échantillons. En outre, d'autres espèces minérales peuvent être présentes : des minéraux à forte réfringence et faible teinte de polarisation (apatite ?), ou bien encore, des amas de grains, très petits, très sombres en lumière naturelle, pouvant correspondre à de l'épidote ou du sphène-leucoxène.

Au Nord du village, d'autres types de roches affleurent (Richard, 1980) et notamment des quartzites blanches, des schistes à amphibole bleu-vert ou même vert, ainsi que des métavolcanites basiques violacées à amygdales calcitiques (spilites ?). Ces derniers faciès ont un fond constitué de quartz, pistachite, chlorite, amphibole bleue, bleu-vert ou incolore, mica blanc et stilpnomélane (rare), alors que les vacuoles sont formées de calcite et de feldspath.

Plus au Nord encore, des schistes à mica brunâtre ont été observés par Courtin (comm. orale). De l'aegyryne est également présente dans certains types de roches.

2. INTERPRETATION.

La série anté-Crétacé supérieur rappelle les séries pélagoniennes d'Othrys caractérisées par des niveaux carbonatés massifs du Trias supérieur-Jurassique (niveau 4) surmontés d'un ensemble siliceux à blocs de roches éruptives daté en général du Malm (niveau 5). L'épaisseur totale des marbres peut paraître un peu faible par rapport aux séries pélagoniennes d'Othrys orientale par exemple, mais certains contacts étant nettement froissés, entre (3) et (4) d'une part, entre (4) et (5) d'autre part, des parties de la formation carbonatée (4) peuvent avoir disparu.

L'interprétation de la formation schisteuse est plus délicate :

- le raisonnement le plus simple est d'admettre que ces schistes représentent la base des marbres massifs et que par conséquent, ils correspondent, comme en Othrys, à des formations paléozoïques et du Trias inférieur-moyen.

Dans cette hypothèse, il faut remarquer qu'il n'existe pas à ce niveau de schistes oillés, dans l'ensemble schisteux, contrairement à ce que l'on observe sous les marbres au Nord de la route Larissa-Trikkala (observation personnelle) et au Sud en Othrys orientale (Ferrière, 1974b) ou en Eubée du Nord (Guernet, 1971) par exemple. Toutefois, ces niveaux pourraient être comparés à ceux qui ont été récemment décrits à la base des marbres pélagoniens et datés du Trias par des Conodontes dans le Bas-Olympe d'une part (Katsikatsos *et al.*, 1980 ; Godfriaux *et al.*, 1980) ou plus au Nord (Papanikolaou et Zambetakakis-Lekkas, 1980), mais aussi à la "Série de Makrinitza" (*cf.* 3e partie, chapitre II).

La présence de métavolcanites au Nord de Mikro Vounon plaide en faveur de cette interprétation.

Toutefois, même s'il est peu probable qu'il s'agisse là de terrains métamorphisés au Tertiaire, il faut toujours avoir présent à l'esprit le fait que des nappes anté-Crétacé supérieur existent et que la tectonique tertiaire est présente puisque les terrains crétacés sont renversés et schistosés. D'ailleurs au Nord du secteur de Mikro Vounon, des copeaux de serpentinites soulignent des contacts tectoniques séparant diverses unités de schistes métamorphiques. Les faciès de transition des marbres aux schistes indiquent qu'une partie des schistes est probablement liée aux marbres, mais qu'en est-il de l'ensemble de la formation schisteuse ?

Enfin, la comparaison avec les terrains métamorphiques du massif du Chalkodonio-Saradsi ne permet pas de conclure quant à une équivalence possible entre les ensembles schisteux affleurant dans ces deux massifs. Indépendamment des comparaisons de détail entre les faciès schisteux des deux ensembles -encore trop peu étudiés d'ailleurs pour que cela soit rigoureux- il faut remarquer que les ensembles schisteux sont présents au sein de dispositifs totalement différents. A l'Est, dans le massif du Chalkodonio-Saradsi, les schistes surmontent fréquemment des ophiolites et ne sont recouverts que par quelques mètres de marbres au sommet, sous les niveaux crétacés, alors qu'à l'Ouest, dans le secteur de Mikro Vounon, au moment du dépôt de la couverture transgressive crétacée, les schistes devaient être recouverts par les marbres massifs de type pélagonien.

En résumé, une partie de la série métamorphique de Mikro Vounon (les niveaux 3 à 4) peut être assimilée à une série de type pélagonien. Les schistes (5) pourraient représenter la base d'âge paléozoïque supérieur-trias inférieur et peut-être même trias moyen (*cf.* metabasites) de

cette série, mais cela n'est qu'une hypothèse parmi de nombreuses autres. On peut également envisager que l'ensemble schisteux ne soit pas homogène et qu'il soit constitué, à l'échelle du massif de Phyllion-Titanos, d'unités tectoniques distinctes superposées.

Enfin, un fait qui pourrait avoir une importance théorique majeure est que cette série présente, tant sur le plan de sa succession "lithostratigraphique" que sur celui des faciès, des affinités certaines avec la "Série de Makrinitza" (Pelion Nord)⁽⁺⁾

IV. CONCLUSION

Etant donné le caractère particulier des affleurements de terrains métamorphiques décrits dans ce paragraphe, qui sont à la fois limités en superficie et éloignés les uns des autres, il n'est guère possible de tirer des conclusions générales les concernant. Les diverses interprétations proposées ont été développées à la fin de chacun des chapitres concernant les affleurements des massifs du Chalkodonio-Saradsi d'une part, du secteur de Mikro Vounon d'autre part.

Je ne rappellerai ici que deux faits qui me paraissent essentiels :

- le métamorphisme qui affecte les marbres et les schistes cristallins situés à l'Ouest du méridien de Velestinon est essentiellement d'âge anté-crétacé supérieur. Des recristallisations tertiaires existent, notamment dans le secteur le plus oriental, mais elles sont d'intensité plus modérée.

Ce métamorphisme est plutôt de type "schistes verts" ; les amphiboles observées sont incolores à vert pâle dans le massif du Chalkodonio-Saradsi, ou vert pâle, bleue et bleu-vert au Nord de Mikro Vounon.

Cette conclusion est importante et constitue l'un des arguments les plus forts en faveur de l'existence d'un métamorphisme alpin anté-crétacé supérieur (phases paléohelléniques) dans les massifs voisins du Pelion et de Velanidia ;

- les terrains métamorphiques "occidentaux" résultent donc de la transformation de roches plus anciennes qu'un certain Crétacé supérieur, mais peu d'arguments permettent de préciser ces âges. Les interprétations les moins hypothétiques concernent la série de Mikro Vounon qui peut être assimilée à une série de type pélagonien, sans que l'on puisse affirmer toutefois, même si cela est plausible, que les schistes en constituent bien la base stratigraphique. Ces schistes et marbres de base, qui pourraient être d'âge trias moyen à paléozoïque p.p., rappellent par ailleurs, de façon troublante, la "Série de Makrinitza" du Pelion Nord.

(+) Des traces de Rudistes pourraient exister dans les marbres du massif de Phyllion-Titanos (Schmitt, comm. orale). Si tel était le cas, des modifications devraient être apportées aux conclusions pétrographiques (superposition de phases) et structurales (présence de plusieurs unités ?) relatives à la coupe de Mikro-Vounon.

CONCLUSIONS

L'analyse des terrains métamorphiques a mis en évidence une succession d'épisodes de recristallisation (quatre épisodes principaux) correspondant plus ou moins aux grandes périodes orogéniques. Mais, le résultat probablement le plus important sur le plan de l'interprétation du secteur étudié est la reconnaissance de séries lithostratigraphiques continues (ou reconstituées) qui permet non seulement de distinguer les principales unités tectoniques mais aussi de définir les affinités paléogéographiques des terrains métamorphiques étudiés.

I. BILAN DE L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE : LES SERIES ORIGINELLES

La figure 273 résume les principales successions lithologiques observées sur le terrain. Naturellement, étant donné la rareté des fossiles, ces résultats ne peuvent être assimilés à des conclusions définitives : ainsi, certains regroupements de terrains, différents de ceux qui sont proposés ici, sont envisageables (série continue formée par la série de Paliouri et la série Ouest-pagasitique, par exemple). Dans certains cas, le doute est tel que deux interprétations ont été discutées en détail (série de Makrinitza-Zagora : base de la série pélagonienne ou série indépendante en fenêtre ?).

A. LES FONDEMENTS DE L'INTERPRETATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

1. LES NIVEAUX DATES.

a. FOSSILES TRIASIQUES.

Ont été observés :

- des Conodontes du Trias (moyen ?) provenant de niveaux siliceux et dolomitiques de la colline du Dsurani dans le Pelion méridional (série Est-pagasitique) ;

- des Algues du Trias moyen-supérieur, dans des dolomies et marbres massifs pélagoniens du Pelion septentrional (sur le flanc occidental du mont Gastilas) et du Pelion central (près de Propan, en bordure de mer, et dans la série d'Anilion) ;

- des Foraminifères, Involutinidés et Glomospirelles, associés aux Algues dans les bancs carbonatés du mont Gastilas (série pélagonienne).

b. FOSSILES DU CRETACE SUPERIEUR.

Globotruncana : aucun des spécimens observés n'a pu être attribué avec certitude aux *Globotruncana*, cependant de nombreuses formes évoquent ce type de Foraminifères :

- certains sont bien conservés mais paraissent être de petite taille pour des *Globotruncana* : c'est le cas à l'Ouest d'Argalasti (fig. 237) ;

- d'autres, les plus nombreux, apparaissent à l'état de fantômes recristallisés dont la forme, seule, peut laisser supposer qu'il s'agit de *Globotruncana*. Exemples : calcschistes de la route Volos-Velestinon à la sortie de Volos (fig. 233), marbres à l'Ouest d'Argalasti (fig. 237) certains niveaux de la série détritique de Dimini (fig. 252).

Calcisphères : des formes sphériques à enveloppe externe épaisse, présentes dans la série de Dimini, ont été assimilées à des Calcisphères. La distinction entre ces formes et des Radiolaires recristallisés n'est pas toujours possible.

Foraminifères benthiques du Cénomanién : à l'Est d'Agios Georgios (près de Veletinon), des marbres ont livré *Cuneolina* sp. et *Pseudochrysalidina gradata*, relativement bien conservés. Il s'agit là, il est vrai, des affleurements les plus proches du massif du Chalkodonio.

c. AUTRES FOSSILES.

Radiolaires :

- série Ouest-pagasitique : au Nord de Nea Anchialos, des Radiolaires très recristallisés sont présents au sein de "métacherts" noirs (âge : Trias ou Jurassique supérieur ?) ;

- série de Dimini : les Radiolaires y sont bien conservés mais les essais de datation n'ont pas abouti. La plupart des jaspes sont incontestablement, d'après leur position dans la série, d'âge jurassique supérieur alors que certains schistes à Radiolaires sont probablement du Crétacé supérieur (association avec des schistes à Calcisphères supposées).

Formes énigmatiques : des formes coniques décimétriques à planchers superposés ont été observées dans les marbres du mont Gastilas, près de Volos.

d. REMARQUE : LES DONNEES RADIOMETRIQUES.

Des âges absolus obtenus sur les micas blancs provenant des schistes ocellés du Pelion méridional et de l'unité pagasitique occidentale plaident en faveur du rattachement de ces formations au Paléozoïque (tabl. III 18 et III 36).

2. LES NIVEAUX-REPERES.

Les faciès utilisés comme niveaux-repères sont des faciès facilement reconnaissables sur le terrain dont la signification est par ailleurs, établie par comparaison avec des séries voisines non -ou peu- métamorphiques, notamment celles de l'Othrys.

a. LES SCHISTES OEILLES : JURASSIQUE SUPERIEUR (?) ET PALEOZOIQUE

Par comparaison avec les schistes ocellés d'Othrys orientale, surmontés par des calcaires à Fusulines, on peut admettre que certaines des formations de schistes ocellés du secteur métamorphique sont paléozoïques. C'est le cas :

- des "schistes ocellés" du Sarakiniko, Pelion Sud (quasi-certitude) ;
- des "schistes ocellés" de Seskulon dans le massif de Velanidia (avec un léger doute)

Le cas des schistes ocellés à hornblende du Pelion central (Xurichti-Sud ; fig. 194 et niveau 2, fig. 201 D') et du Pelion septentrional (Karasu-Glafire ; fig. 198 et 200) est plus complexe.

Ces schistes ocellés correspondent à des ensembles moins puissants que les précédents, qui passent rapidement à des faciès diversifiés et surmontent directement des marbres massifs pélagoniens : il s'agit donc, soit de niveaux d'âge jurassique supérieur (série continue faiblement tectonisée), soit de niveaux paléozoïques (base de klippes paléohelléniques).

La réponse à cette question est capitale en ce qui concerne le "calage" des phases de métamorphisme (tabl. III 39 et III 40).

b. LES MARBRES ET DOLOMIES EN BANCS MASSIFS TRIASICO-JURASSIQUES.

Leur homologie avec les niveaux carbonatés pélagoniens, de même âge, d'Othrys orientale, paraît acquise. Ces formations appartiennent à des unités tectoniques différentes (unités paléohelléniques et tertiaires) : unité du Pelion septentrional, unité du Pelion méridional, unité de Paliouri et unité de Dimini.

c. LES NIVEAUX HOLOSILICEUX : "METACHERTS", METARADIOLARITES.

Ces formations rouge sombre ou noires, parfois à fantômes de Radiolaires, représentent le plus souvent des niveaux d'âge jurassique supérieur, situés normalement sur les termes carbonatés des séries pélagoniennes et pagasitiques et sous les nappes ophiolitiques. On peut citer : les séries Ouest-pagasitiques (affleurements occidentaux, fig. 257), les séries Est-pagasitiques (à l'Ouest d'Argalasti), les séries pélagoniennes (ou klippe ?) du mont Karasu (fig. 200) et du Pelion méridional (fig. 207).

D'autres termes holosiliceux triasiques ont été observés à la base des séries Est-pagasitiques, à proximité des bancs à Conodontes, dans le Pelion méridional (fig. 221).

Ces niveaux de métacherts, et notamment les premiers cités, contiennent très souvent des petits grenats et de la piémontite.

d. LES OPHIOLITES ET LE "VOLCANO-DETRITIQUE".

Il s'agit là de niveaux-repères faciles à distinguer sur le terrain. Cependant, leur interprétation n'est pas toujours aisée car les serpentinites sont facilement tectonisées. Ainsi, il est nécessaire de bien distinguer :

- les véritables ensembles ophiolitiques (exemples : à l'Ouest du massif de Velanidia ; secteur de Neochorion dans le Pelion central) ;
- les formations de type volcano-détritique, représentant probablement de vastes olistostromes formés à l'avant des nappes ophiolitiques (secteur de Siki et Pelion méridional) ;
- les olistolithes résédimentés dans les niveaux détritiques transgressifs et discordants du Crétacé supérieur (secteur de Melissatika, d'Argalasti, etc...)

Par comparaison avec les secteurs proches, il est logique de considérer que les ophiolites et le "Volcano-Détritique" sont les témoins des événements du Jurassique supérieur-Crétacé basal

Des auteurs ont envisagé d'autres hypothèses :

- pour Deprat (1904) et Guernet (1971), qui reprend les idées du précédent auteur, les ophiolites de Neochorion (Pelion central) seraient paléozoïques, l'essentiel des formations méta-morphiques constituant, à priori, la base des séries des zones internes ;
- pour Jacobshagen *et al.* (1977), les ophiolites de l'île Paleotrikkeri seraient les témoins d'une obduction tertiaire. J'admets, pour ma part, qu'il s'agit dans ce dernier cas d'olistolithes remaniés à la partie supérieure d'un flysch maestrichtien-paléocène (Ferrière, 1976 b, c) ou d'un chevauchement tertiaire banal, d'une unité ophiolitique "obductée" dès le Jurassique supérieur (fig. 241).

e. LES FACIES CONGLOMERATIQUES.

Conglomérats à éléments de marbres : ils se sont probablement déposés au cours de deux périodes différentes ; on note :

- des formations triasico-jurassiques intercalées dans des dolomies et marbres en bancs massifs non conglomératiques, à Algues ; exemple : secteur à l'Ouest de Keramidi (Pelion septentrional) ;
- des formations du Crétacé supérieur qui reposent toujours sur des masses ophiolitiques importantes (Argalasti, Trikkeri).

Conglomérats à éléments éruptifs :

- les galets observés correspondent à des laves, des dolérites, des gabbros, des pyroxénites et des péridotites. Ces dernières témoignent de l'origine ophiolitique des éléments, et, par suite, de l'âge crétacé supérieur (probable) des conglomérats ;

- des ensembles pluridécamétriques de roches éruptives apparaissent parfois au sein des formations crétaées (au Nord et à l'Ouest de Volos par exemple). Ce sont très probablement des olistolithes, mais il n'est pas toujours possible d'en apporter la preuve (coulées crétaées parfois ?).

f. LES FORMATIONS DE TYPE FLYSCH.

Un premier ensemble est constitué par les métaflyschs qui affleurent dans le secteur de Melissatika et la dépression Volos-Velestinon (Pelion septentrional) d'une part, dans l'île Paleotrikkeri (Pelion méridional) d'autre part.

Ces formations rythmiques constituent soit le coeur de synclinaux couchés, soit le sommet de séries recouvertes par des unités tectoniques diverses. Il s'agit donc bien des termes les plus récents des séries analysées : un âge maestrichtien-paléocène peut donc être retenu.

La série de Dimini est, elle aussi, formée pour partie de niveaux flyschoides, mais la nature des faciès et la présence de Radiolaires et de Calcisphères (?) conduit à rapprocher cet ensemble du flysch de Gavriani en Othrys orientale, dont on sait qu'il est d'âge cénomanien-séno-nien basal.

J'exclus, naturellement, de ces niveaux-repères, les flyschs non métamorphiques présents dans le Pelion septentrional et central au sein des klipptes de Plessidi-Lechonia-Koropi.

3. LES DONNEES STRUCTURALES.

La multiplicité des contacts anormaux au sein des séries métamorphiques accentue le caractère aléatoire des reconstitutions lithostratigraphiques. Cependant, l'existence de modèles de référence relativement bien connus dans des secteurs proches, ou même éloignés, permet de limiter le nombre d'hypothèses relatives à l'interprétation de ces séries métamorphiques.

Nous verrons, par exemple, que la notion de nappes précoces, mises en place au cours des phases paléohelléniques est, dans le secteur métamorphique considéré, particulièrement féconde (Ferrière, 1976 a, 1979 ; Wallbrecher, 1976). En revanche, il ne faut pas assimiler tout ensemble schisteux situé entre des marbres massifs pélagoniens et des ophiolites, à des nappes "paléohelléniques" ou "éohelléniques" comme ont tendance à le faire la plupart des auteurs (Wallbrecher, 1976 ; Davis et Jung, 1978 ; Katsikatsos *et al.*, 1980).

4. REMARQUE : LES SERIES INCONNUES.

On ne peut exclure, à priori, la possibilité d'existence, au sein des ensembles métamorphiques étudiés de séries nouvelles qui seraient inconnues dans les secteurs épargnés par le métamorphisme. Parmi ces possibilités, on peut retenir la série de Makrinitza-Zagora et les schistes métamorphiques du Chalkodonio (*cf. infra*).

De même, des regroupements d'unités tectoniques différents de ceux qui ont été reportés sur la figure 273 peuvent être établis, sans que cela soit totalement illogique. Ainsi, la présence fréquente, supposée d'origine tectonique (mylonites), de schistes ocellés sur des marbres de type pélagonien, pourrait être, dans certains cas, originelle (tectonisation faible) ; les séries seraient alors caractérisées par des formations jurassiques riches en niveaux susceptibles de donner ces schistes ocellés (arkoses, rhyolites ± filons granitiques).

B. LES SERIES RECONSTITUEES.

Je distinguerai successivement quatre compartiments principaux séparés par des accidents à rejets verticaux et/ou décrochants (fig. 273 et 283).

1. LE PELION SEPTENTRIONAL.

Ce compartiment comprend les plus hauts sommets du massif du Pelion.

a. SERIES CARACTERISTIQUES.

De haut en bas, on reconnaît (fig. 273) :

a1. Les séries du Crétacé supérieur.

Ces séries, qui affleurent bien dans le secteur de Melissatika et dans la dépression Volos-Velestinon, contiennent entre autres des conglomérats à éléments éruptifs dont des serpentinites (origine ophiolitique probable) et un métaflysch sommital.

a2. Les ophiolites.

Elles sont en général peu épaisses et recouvertes par les formations précédentes. Des péridotites, des pyroxénites (fraîches), des gabbros et des ensembles de roches effusives et diabases altérées y ont été reconnus.

a3. Les niveaux carbonatés massifs d'affinités pélagoniennes.

Ces dolomies et marbres en bancs massifs à fossiles triasiques rappellent indiscutablement, par leurs faciès de plate-forme et leur position infra-ophiolitique, les séries triasico-jurassiques pélagoniennes d'Othrys orientale.

b. SERIES DE SIGNIFICATION INCERTAINE.

b1. Les séries schisteuses comprises entre les ophiolites ou le Crétacé supérieur et les marbres pélagoniens sous-jacents (coupe de Glafire, fig. 198 ; du Karasu, fig. 200 ; de Xurichti-Sud, fig. 201).

Le plus bel exemple est celui de la coupe de Glafire (fig. 198) où des schistes ocellés mylonitiques, à reliques de biotite et de hornblende, s'intercalent entre les marbres pélagoniens et des schistes fins à amphiboles variées.

Cet ensemble de schistes ocellés peut être interprété de différentes manières, il correspond soit :

- à une partie des schistes pélagoniens supérieurs (du Malm probable) infra-ophiolitiques : dans ce cas, les paragenèses du "faciès Epidote-Amphibolite", à biotite, sont liées aux phases paléohelléniques, et les paragenèses à lawsonite aux phases tertiaires ;

- à la base paléozoïque p.p. d'unités tectoniques précoces recouvrant l'unité pélagonienne inférieure : les paragenèses à biotite seraient alors paléozoïques, celles à lawsonite paléohelléniques ou tertiaires.

Le problème est le même au Sud de Xurichti dans le Pelion central (fig. 201).

b2. Les séries situées à la base des marbres pélagoniens du Pelion septentrional et central : les séries de Makrinitza-Zagora.

Ces séries, qui constituent les vastes affleurements du Haut-Pelion, sont probablement celles qui posent le plus de problèmes dans le secteur étudié.

Outre les variations des faciès métamorphiques d'Est ("Schistes verts") en Ouest ("Schistes bleus"), on constate de nettes évolutions lithologiques au sein de cette série : des faciès éruptifs basiques et des métatufs s'intercalent dans des schistes et marbres en formations peu puissantes, à l'Ouest, alors qu'à l'Est, ces faciès éruptifs sont absents et les faciès carbonatés (marbres et calcschistes) se développent.

Du point de vue de la signification de ces séries, on peut retenir les hypothèses suivantes :

- les schistes de Makrinitza-Zagora constitueraient une série d'affinité non précisée séparée des marbres pélagoniens sus-jacents par un contact tectonique majeur. En faveur de cette hypothèse, on peut citer la puissance importante de la série, qui représente à l'affleurement

près de la moitié de la superficie de la presqu'île de Magnésie, et l'existence en Eubée par exemple de séries de type schistes bleus (série de Styra-Ochi ; Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b) sous des unités pélagoniennes ;

- les schistes de Makrinitza-Zagora représenteraient la base de la série pélagonienne, qui serait dans ce cas -pour partie au moins- d'âge trias inférieur et moyen. Cette interprétation s'appuie sur la présence de niveaux éruptifs basiques dans le Trias de nombreuses séries helléniques, dont des séries pélagoniennes (Guernet, 1971 ; Clément, 1976 ; Papanikolaou et Zambetakis-Lekkas, 1980) et l'absence de copeaux tectoniques étrangers, tels que des serpentinites, au niveau du contact entre les marbres pélagoniens et les schistes de Makrinitza sous-jacents (le contact tectonisé correspond alors à une simple disharmonie).

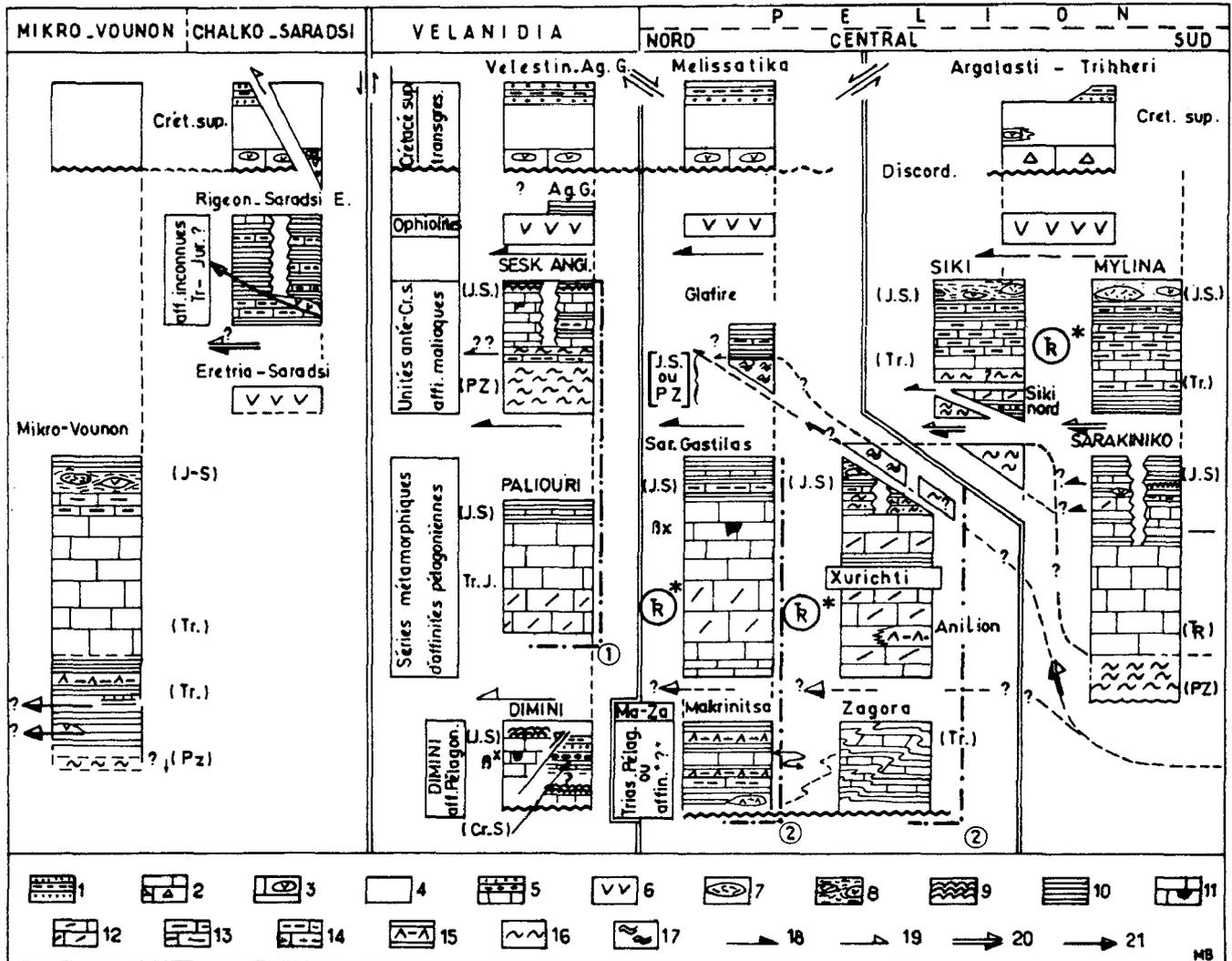


Fig. 273. - Les terrains métamorphiques. Principales séries lithostratigraphiques (schématiques) dans leurs positions actuelles au sein de l'édifice structural.

1 à 5. Crétacé supérieur probable. - 1. flysch sommital Maest.-Paléocène). - 2 à 3. conglomérats de base (sauf pour Argalasti). - 2. à éléments carbonatés. - 3. à éléments ophiolitiques. - 4. faciès intermédiaires entre (1) et (2 et 3). - 5. série de Dimini : formations détritiques (flysch conglomérats) à passées carbonatées contenant probablement des Radiolaires et des Calcsphères. - 6. ophiolites. - 7. roches effusives ou filoniennes basiques. - 8 à 17. formations anté-crétacées. - 8. formations à blocs ("Volcano-Détritique" du Malm"). - 9. métacherts (ex-radiolarites et/ ou jaspes du Malm ?). - 10. schistes métamorphiques divers. - 11. marbres massifs localement à bauxites. - 12. marbres dolomitiques et dolomies massifs. - 13. marbres à lits siliceux. - 14. marbres à phyllosilicates. - 15. metabasites (basaltes, dolérites ?) d'âge triasique probable (séries d'Anilion, de Makrinitza et de Mikro Vounon). - 16. schistes ocellés d'âge paléozoïque ou jurassique supérieur ? - 18 à 21. contacts anormaux. - 18. anté-crétacé supérieur (paléohellénique). - 19. tertiaires. - 20. anté-crétacés repris au Tertiaire. - 21. d'âge indéterminé (anté-Crétacé ou Tertiaire).

Pour les épaisseurs, voir conclusions des différents chapitres de la 3ème partie.

2. LE PELION MERIDIONAL

a. LES SERIES CARACTERISTIQUES.

a1. Formations rattachées au Crétacé-Paléocène.

Celles-ci sont relativement bien représentées de Trikkeri à Argalasti et à l'Est de Platania. L'une de leurs caractéristiques principales est la présence de conglomérats à éléments de marbres et dolomies provenant (probablement) du soubassement triasico-jurassique pélagonien.

a2. Ophiolites et Formations de type volcano-détritique.

Elles affleurent dans de bonnes conditions entre le secteur faillé de Koropi au Nord-Ouest, et la transversale de Lafkos au Sud-Est.

Le caractère chaotique des formations "volcano-détritiques" a naturellement été accentué au cours des différentes phases tectoniques, mais la dispersion des blocs éruptifs et leurs dimensions souvent limitées sont des caractéristiques qui rappellent très nettement le "Volcano-Détritique" du Malm (massif de l'Othrys, par exemple).

a3. Séries d'affinités pélagoniennes.

Elles sont formées de bancs massifs, assez peu dolomitiques, surmontant des schistes ocellés ; l'ensemble rappelle indiscutablement les séries pélagoniennes voisines d'Othrys orientale.

b. LES SERIES RAPPORTEES A DES SERIES CONNUES : LES SERIES EST-PAGASITIQUES.

Ces séries pourraient appartenir à la zone maliaque. En faveur de cette assimilation, on peut citer :

- la richesse en faciès calcaro-siliceux ayant livré localement des Conodontes triasiques ;
- la position structurale de ces séries entre des ophiolites sus-jacentes et des séries d'affinités pélagoniennes sous-jacentes.

En revanche, un point difficile à comprendre est l'absence des importantes masses éruptives connues à la base des séries maliaques typiques. Deux explications peuvent être proposées :

- il s'agit d'une disparition tectonique : de telles séries maliaques, présentes en Eubée, près de Troupi, ne montrent que des restes peu importants de laves, à la base des séries (observation personnelle) ;
- ou bien les séries Est-pagasitiques ne sont pas de type Loggitsion et comprennent à leur base des formations siliceuses et carbonatées selon une logique propre aux séries de type Pirgaki-Garmeni Rachi ; elles n'en posséderaient cependant pas les faciès bréchiques du Trias supérieur-Jurassique.

c. SERIE ET/OU FORMATIONS DE SIGNIFICATION INCERTAINE.

C'est le cas de la plupart des ensembles lithologiques compris entre les séries Est-pagasitiques typiques et les séries pélagoniennes sous-jacentes. Parmi ceux-ci on peut retenir :

- certaines formations très siliceuses de schistes quartzeux jaunâtres à intercalations de métacherts rouges et noirs qui représentent soit la partie supérieure (du Malm ?) des séries pélagoniennes, soit la partie basale (du Trias p.p. ?) des séries Est-pagasitiques (exemple : niveaux 4 et 5, fig. 207) ;
- certains ensembles de schistes ocellés affleurant à proximité de l'accident transversal de Koropi (fig. 225) ;
- certaines séries, dites intermédiaires, apparaissant à la base des séries Est-pagasitiques typiques, notamment sur le flanc égéen méridional. On peut citer

la série de Siki-Nord comprenant une formation dolomitique décamétrique (fig. 222) et la série d'Agios Dimitrios-Nord possédant une formation dolomitique épaisse pluridécamétrique (fig. 223).

Ces ensembles constituent soit des séries indépendantes, soit la base des séries Est-pagasitiques typiques.

3. LE MASSIF DE VELANIDIA.

a. LES SERIES CARACTERISTIQUES.

a1. Formations du Crétacé supérieur.

Près d'Agios Georgios, des calcaires ont été datés du Cénomaniens. Des métaconglomérats à éléments ophiolitiques et un métaflysch complètent cette série rapportée au Crétacé supérieur. Malheureusement, ces séries sont séparées des séries plus nettement métamorphiques par des contacts anormaux verticaux ou chevauchants.

Une part importante des formations détritiques de la série de Dimini est très probablement de cet âge. Les faciès observés (métaconglomérats à éléments éruptifs, "métaflysch") et les fossiles reconnus (Calcsphères ?, *Globotruncana* ?) plaident en faveur de cette interprétation.

a2. Ophiolites.

Elles sont bien représentées à l'Ouest du massif mais affleurent sous forme de petits ensembles à l'Est. Les formations situées sous les ophiolites sont ici peu chaotiques.

b. SERIES RAPPORTEES A DES SERIES CONNUES.

b1. Séries rapportées aux séries pélagoniennes s.s. triasico-jurassiques.

C'est le cas de deux ensembles lithologiques essentiellement carbonatés que je considère comme étant distincts :

- les épaisses formations de marbres à bauxites de la série de Dimini qui se terminent par des schistes à Radiolaires ;
- les marbres et dolomies de la série de Paliouri -localement réduits tectoniquement à de simples copeaux plurimétriques- surmontés de quelques mètres de schistes brunâtres ou rougeâtres.

b2. Séries rapportées aux séries maliaques : les séries Ouest-pagasitiques.

Dans cette catégorie, se placent divers types de séries, regroupées sous le terme de séries Ouest-pagasitiques du fait de leur appartenance à une même unité structurale dite "nappe pagasitique occidentale".

Les variations faciologiques reconnues affectent surtout les parties supérieures, supposées triasico-jurassiques, de ces séries dont la partie basale est constituée par une épaisse formation de schistes ocellés (paléozoïques ?) apparemment homogène :

- les séries les plus orientales (série du cap Angistri, fig. 259) sont à rapprocher, de par leurs faciès schisteux et calcaro-siliceux, des séries Est-pagasitiques d'affinités maliaques ;
- la série nord-occidentale (série de Seskulon, fig. 257) paraît plus "néritique" (marbres moins siliceux et plus massifs, bauxites locales) ;
- les séries intermédiaires (série de Nea Anchialos, fig. 260), bien que complexes du point de vue structural, paraissent posséder des faciès microbréchiques et gréseux qui confirmeraient le caractère proximal (par rapport au continent) de ces séries occidentales (Seskulon et Nea Anchialos).

La signification des schistes oeillés de base n'est pas totalement élucidée : la partie supérieure semble être d'origine sédimentaire puisque des cipolins s'y intercalent (calcaires et arkoses à l'origine ?) mais la partie inférieure relativement homogène pourrait dériver de formations granitiques (granites et grano-diorites) ou orthogneissiques, paléozoïques, puisque des reliques de feldspath alcalin, d'allanite, de biotite et de hornblende s'y rencontrent.

La présence de ces schistes oeillés à la base de séries plus ou moins pélagiques comme celle du cap Angistri, est par ailleurs, une indication en faveur de l'appartenance de certains schistes oeillés du Pelion central aux séries Est-pagasitiques.

L'appartenance des séries Ouest-pagasitiques aux zones internes est très probable, du fait de la présence de niveaux de métacherts recouverts directement par les ophiolites (au Jurassique terminal) comme c'est le cas pour la quasi-totalité des séries pélagoniennes et maliaques.

c. SERIES D'AFFINITES INDETERMINEES.

C'est le cas des schistes supra-ophiolitiques du secteur d'Agios Georgios qui peuvent appartenir aux séries schisteuses Ouest-pagasitiques, emballant alors de grands blocs ophiolitiques, ou qui, plus probablement, représentent des témoins des séries métamorphiques plus occidentales du Chalkodonio.

d. AUTRES INTERPRETATIONS ENVISAGEABLES.

Ces problèmes ont été discutés dans les différentes conclusions des paragraphes consacrés à la description des séries du massif de Velanidia. Je ne ferai que rappeler ici les principales possibilités, même si elles me paraissent très peu probables.

d1. Les schistes oeillés de Seskulon ne seraient pas paléozoïques.

Dans cette hypothèse, les schistes oeillés de Seskulon constitueraient la partie supérieure d'âge jurassique p.p. (?) de la série de Paliouri et le contact tectonique qui les sépare serait un contact mineur. De telles séries présentant des récurrences de formations schisteuses siliceuses dans des ensembles dont la partie basale fondamentale serait "néritique" pourraient être rapprochées de séries telle que celle du Paikon (Mercier, 1968).

A l'encontre de cette interprétation, on peut retenir notamment la présence permanente de niveaux mylonitisés à la base des schistes oeillés (etc...).

d2. Les schistes oeillés de Seskulon ne seraient pas liés stratigraphiquement aux séries sus-jacentes.

Cette hypothèse qui va, me semble-t-il, à l'encontre des observations de terrain, permet d'envisager les possibilités suivantes :

- les schistes oeillés représentent une unité tectonique indépendante : les interprétations possibles sont alors multiples ;

- les schistes oeillés forment la base d'une série inverse, d'affinité pélagonienne, dont les termes carbonatés triasico-jurassiques sont constitués par la série de Paliouri et de Dimini. Les formations détritiques de Dimini pourraient alors être assimilées à la couverture crétacée transgressive de cette série inverse.

En dehors de l'absence probable de contact anormal entre les schistes oeillés et leur couverture de nombreux arguments s'opposent à cette hypothèse, et notamment la polarité normale de la série de Dimini.

4. LES AFFLEUREMENTS ISOLÉS OCCIDENTAUX.

a. SERIES RAPPORTEES A DES SERIES CONNUES : LA SERIE DE MIKRO VOUNON.

Cette série inverse peut être rapprochée par ces marbres, des séries pélagoniennes typiques. Les schistes, quartzites et metabasites de la série schisteuse, supposée représenter sa base, rappellent de façon assez nette, la série de Makrinitza. Cette constatation renforce en retour l'hypothèse selon laquelle les schistes de Makrinitza formeraient la base de la série pélagonienne du Pelion septentrional.

b. SERIES D'AFFINITES INDETERMINEES.

C'est le cas des séries métamorphiques de Rigeon-Eretria et du Saradsi oriental qui occupent, localement au moins, une position supra-ophiolitique (*cf.* Eretria).

Il peut s'agir d'unités tectoniques précoces mises en place au cours des phases paléohelléniques ou de séries sédimentaires formant une première couverture des ophiolites.

Ces séries sont incontestablement anté-Crétacé supérieur et ont, très probablement, été métamorphisées lors des phases paléohelléniques.

C. LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES METAMORPHIQUES DU SECTEUR ETUDIE : BILAN D'ENSEMBLE.

Dans le paragraphe précédent, j'ai rappelé les principales successions lithostratigraphiques reconnues et leurs affinités probables ou possibles dans les quatre secteurs géologiques principaux.

Je donnerai ici une vue d'ensemble sur les affinités paléogéographiques de ces différentes séries et sur ce qu'elles apportent à la connaissance des zones isopiques considérées.

1. LES PRINCIPALES ZONES ISOPIQUES REPRESENTEES.

Les séries métamorphiques du secteur étudié appartiennent dans la quasi totalité -sinon la totalité- des cas, aux zones internes au sens de Brunn (1956), puisque des formations conglomératiques datées ou rapportées au Crétacé supérieur surmontent des ophiolites, qui recouvrent elles-mêmes des formations siliceuses ou chaotiques ("Volcano-Détritique") très probablement du Jurassique terminal.

Ces observations prouvent que les ophiolites occupent, en général, leur position acquise lors des phases paléohelléniques, et que les formations du Crétacé supérieur, dont les conglomérats contiennent des éléments du soubassement, sont très certainement transgressives et discordantes.

Les ophiolites du domaine métamorphique sont très probablement les témoins d'un ancien bassin possédant une croûte océanique, bien que des pillow-lavas typiques n'aient pu être reconnus. Le problème de leur origine se pose dans les mêmes termes que pour les ophiolites du massif de l'Othrys.

Les séries sédimentaires, d'âge anté-crétacé supposé, sont des séries d'affinités pélagoniennes et des séries pagasitiques d'affinités maliaques plus ou moins franches.

Enfin, certaines séries n'ont pu être rapportées à des zones précises (*cf. infra*).

2. LES SERIES D'AFFINITES PELAGONIENNES.

Il s'agit ici des séries supposées triasico-jurassiques, c'est-à-dire rapportées à la zone isopique pélagonienne s.s.

a. LES DIFFERENTES SERIES.

Cinq ensembles distincts ont pu être reconnus :

- la série du Pelion septentrional (Gastilas) et central (Xurichti-Tsangarada) ; c'est la plus importante du point de vue des affleurements. Le problème de l'appartenance des schistes de Makrinitza-Zagora à cette série pélagonienne reste posé ;

- la série du Pelion méridional (Sarakiniko) qui présente à sa base des schistes ocellés à biotite et grenat almandin ;

- la série de Paliouri, présente au sein du massif de Velanidia et réduite tectoniquement ;

- la série des marbres massifs de Dimini surmontés de schistes à Radiolaires encore bien identifiables. Cette série a subi des recristallisations importantes, mais probablement moins intenses que celles qui ont affecté les autres séries pélagoniennes ;

- la série de Mikro Vounon, dont la base supposée rappelle les schistes de Makrinitza, et la partie supérieure un "Volcano-Détritique" plus ou moins typique associé à des radiolarites rouges.

b. LES APPORTS A LA CONNAISSANCE DE LA ZONE ISOPIQUE PELAGONIENNE.

b1. L'ensemble carbonaté.

Outre les caractéristiques habituelles, on peut noter les faits suivants :

- les dolomies sont inégalement réparties ; elles sont abondantes dans les séries du Pelion septentrional et central et dans celle de Paliouri, mais rares dans les autres séries ;

- des roches éruptives basiques et des métatufs bréchiques s'intercalent dans les dolomies de la série d'Anilion. Le caractère intrusif de ces formations dolérito-gabbroïques par rapport à l'encaissant carbonaté est probable mais n'est pas établi avec certitude. Ces roches seraient d'âge anté-crétacé (Jurassique ou mieux Trias).

b2. Les schistes supérieurs.

Etant donné les effets des tectoniques successives, ces schistes sont souvent très tectonisés et difficiles à séparer des formations schisteuses tectoniquement sus-jacentes.

Les séries de Mikro Vounon et de Dimini -et peut-être celle du Sarakiniko- sont surmontées de "métacherts", avec ou sans Radiolaires.

Le problème de l'existence des schistes ocellés intercalés normalement ou non au sein de ces schistes supérieurs reste posé ; il s'agit d'un problème capital à la nature et l'âge des différentes phases de métamorphisme.

b3. Le soubassement de l'ensemble carbonaté "pélagonien".

Il n'est connu avec plus ou moins de certitude que dans trois séries, celles du Sarakiniko, du Pelion septentrional-central et de Mikro Vounon. Dans le premier cas, il s'agit de schistes ocellés albitiques à biotite et grenat almandin ; dans les autres cas, de schistes, quartzites, passées de marbres et metabasites.

Dans la mesure où les schistes ocellés du Sarakiniko représentent avec une très grande probabilité la base paléozoïque (par comparaison avec l'Othrys orientale) des marbres du Sarakiniko, j'avais été amené à considérer que les "schistes de Makrinitza" ne pouvaient constituer un équivalent latéral de ces schistes ocellés, du fait du peu de distance séparant les deux séries pélagoniennes, supposées représenter les flancs septentrional et méridional du synclinal crétacé d'Argalasti (Ferrière, 1976 c).

La découverte d'un grand accident vertical (décrochant) entre les affleurements "pélagoniens" du Pelion central et ceux du Pelion méridional pose en termes nouveaux ce problème (Ferrière, 1982). Il devient en effet possible d'admettre que la série du Sarakiniko a été charriée sur une partie au moins de l'unité pélagonienne du Pelion septentrional-central à soubassement de nature différente. La série du Sarakiniko aurait été réduite tectoniquement vers le Nord, et masquée sous l'effet des rejets verticaux et horizontaux de l'accident de Koropi. Dans cette hypothèse, la série de Makrinitza-Zagora peut constituer la base des séries pélagoniennes du Pelion-Nord. A l'appui de cette interprétation, on peut citer la présence, dans cette série, de metabasites d'origine effusive (*cf. supra*).

Si l'on tient compte de la nature des soubassements, de l'état de recristallisation des séries rattachées à la zone isopique pélagonienne, et des mouvements tectoniques successifs qui l'ont dissocié en éléments distincts, on peut admettre à titre d'hypothèse (de travail !) :

- que lors des phases paléohelléniques, les séries du Pelion septentrional-central et de Mikro Vounon appartenaient à l'unité pélagonienne la plus basse et donc la plus éloignée du bassin maliaque, et que corrélativement, la série du Sarakiniko était une unité plus élevée, originellement plus proche de ce même bassin maliaque ;
- que la série du Paliouri, qui occupe une position comparable par rapport aux séries pagasitiques, devait être proche à l'origine de la série du Sarakiniko ;

- que lors des phases tertiaires, la série de Paliouri a recouvert la série de Dimini située alors au Sud ou au Sud-Ouest de celle-ci.

3. LES SERIES PAGASITIQUES : SERIES D'AFFINITES MALIAQUES ?.

a. LES DIFFERENTES SERIES.

J'ai distingué deux groupes d'affleurements correspondant à deux unités tectoniques majeures ou supposées telles : les unités pagasitiques orientale et occidentale où sont représentées les séries Est-pagasitiques et Ouest-pagasitiques.

Les premières ont été subdivisées en séries Est-pagasitiques typiques relativement homogènes à l'échelle du Pelion méridional, d'une part, et séries intermédiaires, affleurant sous la forme d'unités tectoniques indépendantes à la base des séries typiques. Celles-ci peuvent correspondre à la partie inférieure des séries typiques ou à des séries pagasitiques de transition au Pélagonien.

Les séries Ouest-pagasitiques semblent appartenir à une même unité tectonique dont la base est constituée par les schistes ocellés de Seskulon mais elles montrent des évolutions de faciès bien marquées.

La nature exacte de ces séries dépend des interprétations tectoniques locales, puisque la limite inférieure de certaines séries (séries Est-pagasitiques) est une limite tectonique, et que des formations lithologiques sous-jacentes pourraient constituer la base, désolidarisée, de ces séries.

b. LES SERIES PAGASITIQUES ET LA ZONE ISOPIQUE MALIAQUE.

Le rattachement des séries pagasitiques à la zone isopique maliaque repose sur la nature des faciès observés, et la position structurale de ces séries, entre des unités pélagoniennes et les unités ophiolitiques majeures. Naturellement, cela suppose qu'un contact tectonique majeur existe entre les séries pagasitiques et les séries pélagoniennes sous-jacentes, ce qui n'est pas toujours prouvé.

Les séries Est-pagasitiques : les séries typiques rappellent les séries de type Loggitsion. Cependant, deux observations viennent limiter cette affirmation : si les séries Est-pagasitiques devaient être complétées à leur base par certaines des formations qui s'y observent (dolomies, calcschistes et non pas pillow-lavas), ces séries pourraient être rapprochées de séries à Trias inférieur-moyen carbonaté, telles que les séries de Pirgaki-Garmeni Rachi. La partie supérieure des séries Est-pagasitiques est d'ailleurs de type "volcano-détritique" alors que cette formation chaotique est peu développée ou absente à la partie supérieure des séries de Loggitsion en Othrys.

Les séries Ouest-pagasitiques : les correspondances sont ici très difficiles à établir :

- la présence de schistes ocellés à la base des séries semble indiquer qu'il s'agit de séries proches du continent, même dans le cas où les séries possèdent des niveaux triasico-jurassiques (?) plutôt pélagiques. Ainsi, si la série du cap Angistri peut être rapprochée par ces faciès calcaro-schisteux des séries Est-pagasitiques, il n'est guère possible d'y voir un équivalent des séries de type Loggitsion toujours limitées à leur base par d'épaisses formations effusives ;

- les séries occidentales (séries de Seskulon et de Nea Anchialos) présentent, quant à elles, des caractères de transition entre séries pélagiques et séries néritiques (*cf. supra*, paragraphe B, 3) qui indiquent que la sédimentation correspondante s'est effectuée sur une pente intermédiaire reliant un bassin bien individualisé à une zone de plus faible profondeur (plateforme ?). La comparaison peut donc être établie avec des séries telles que celles de Chatala ou du Pirgaki-Garmeni Rachi, qui possèdent parfois des termes paléozoïques à leur base.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que pour une même unité -l'unité pagasitique occidentale- les termes les plus pélagiques sont situés à l'Est et les termes les plus proches du "continent" sont nord-occidentaux, ce qui correspond à un dispositif inverse de celui qui caractérise les unités d'Othrys, si l'on se fonde sur le même type d'argument.

4. LES OPHIOLITES ET LE VOLCANO-DETRITIQUE.

L'existence d'un "Volcano-Détritique" métamorphique (du Malm ?) dans le Pelion méridional (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1980) est une observation intéressante pour la compréhension des secteurs métamorphiques des zones internes, mais son étude dans le Pelion n'apporte pas d'éléments nouveaux quant à l'interprétation de cet ensemble lithologique.

Il est à remarquer que les formations à olistolithes décrites dans les autres domaines métamorphiques des Hellénides sont le plus souvent des formations de type flysch comme à Syros (Bonneau *et al.*, 1980 a, b, par exemple).

Le rapprochement avec les formations à blocs de l'Ochi (Bavay et Bavay, 1980) n'est pas non plus évident au niveau de l'organisation d'ensemble de ces formations.

Les ophiolites : un fait important est qu'elles sont mieux représentées sur les séries pagasitiques que sur les séries pélagoniennes.

Une continuité semble pouvoir être établie entre les ophiolites de Farsala (et donc celles de l'Othrys) et celles du secteur métamorphique principal, en passant par les affleurements d'Eretria. Cette observation va à l'encontre de l'hypothèse d'une origine multiple des ophiolites au niveau du secteur étudié (les petits affleurements situés directement sur les séries pélagoniennes sont alors interprétés comme ceux d'Othrys orientale ; cf. 2e partie, chapitre IV).

5. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES RAPPORTEES AU CRETACE SUPERIEUR.

La figure 273 montre que de telles formations existent dans chacun des domaines, à la partie supérieure des différentes séries, mais aussi dans des fenêtres telles que celles de Dimini. Les différentes séries reconnues présentent des caractéristiques qui permettent de les rattacher au Crétacé des zones internes (métaconglomérats, position supra-ophiolitique, discordance probable sur des unités tectoniques différentes, etc...).

Les séries du Pelion septentrional (couverture du Pélagonien et des ophiolites) sont de même type que celles d'Agios Georgios (couverture supposée des ophiolites et des séries pagasitiques occidentales) et de Velestinon. Cette constatation implique l'existence d'une tectonique pa-léohellénique majeure (Ferrière, 1976 a).

Les séries du Pelion méridional (couverture des séries Est-pagasitiques et des ophiolites) rappellent par leurs métaconglomérats puissants à éléments carbonatés, les séries d'Othrys orientale. Les métaconglomérats à éléments ophiolitiques sont présents mais plus rares. Ces deux observations conduisent à admettre que, pendant une certaine période de temps au moins, les zones de faciès étaient transversales c'est-à-dire de direction NE-SW (fig. 177).

De nombreux ensembles de roches éruptives sont intercalés dans les séries rapportées au Crétacé supérieur : ces ensembles correspondent le plus souvent à des olistolithes. Les olistolithes "ophiolitiques" ne semblent pas plus abondants dans le flysch sommital que dans les niveaux sous jacents, sauf peut-être dans l'île de Paleo-Trikkeri, au Sud du golfe pagasitique.

La série crétacée (?) de Dimini affleure dans des conditions particulières puisqu'elle est la seule des séries crétacées à occuper une position structurale basse dans le domaine métamorphique analysé. Bien qu'elle apparaisse en fenêtre sous des séries plus métamorphiques, il me semble peu probable, sinon exclu, que cette série détritique de Dimini puisse correspondre à une réapparition de séries très externes comme cela a pu être envisagé (Clément *in* Brunn *et al.*, 1979). Ces faciès rappellent d'ailleurs assez nettement ceux de la série de Gavriani en Othrys orientale.

6. SERIES D'AFFINITES NON DETERMINEES.

Parmi les principales séries dont les affinités sont incertaines ou indéterminées, je rappellerai uniquement les cas suivants :

- la série de Makrinitza-Zagora qui correspond soit à la base de la série pélagonienne du Pelion septentrional-central, soit à une série d'affinités indéterminées interne ou même externe (cf. *supra* et 4e partie) ;

- les séries métamorphiques de Rigeon-Eretria-Saradsi oriental, dont la position supra-ophiolitique -au moins localement- est surprenante dans le cadre général du secteur étudié (couverture sédimentaire ancienne des ophiolites ou unités tectoniques précoces et tertiaires ?) ;

- les séries de bordure du massif de Velanidia, à savoir la série du cimetière de Dimini et la série de Pefkakia. Le problème tient en fait à l'exiguïté des affleurements ainsi

qu'à leur isolement (failles, plaines, mer). Ces séries se rattachent probablement à certaines des séries décrites par ailleurs, sans que l'on puisse apporter de précisions particulières.

II. LES RECRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES

A. BILAN DES OBSERVATIONS.

1. PROBLEMES POSES PAR CETTE ETUDE.

Un certain nombre de problèmes relève simplement du fait qu'il s'agit là d'une étude en devenir, insuffisante en elle-même, sur le plan du nombre des analyses de minéraux mais aussi de roches, par exemple. La pluralité des unités tectoniques présentes dans le secteur étudié m'a en effet conduit à répartir les analyses effectuées sur ces diverses unités afin de dégager quelques notions générales, plutôt que d'envisager une étude particulière de telle ou telle série.

Les autres problèmes concernent les terrains métamorphiques eux-mêmes : ceux-ci montrent, en effet, une superposition de phases de recristallisations métamorphiques (trois ou quatre principales dont une paléozoïque), dont certaines sont d'intensité comparable. Ainsi, il est parfois difficile de distinguer ce qui revient aux métamorphismes paléozoïque et paléohellénique puisque des répétitions tectoniques anté-crétacées peuvent exister (ex. : coupe de Glafire, fig. 198). Par ailleurs, les métamorphismes tertiaires sont mal définis, car les séries crétacées contiennent en abondance des minéraux détritiques et notamment des amphiboles et des micas.

L'importance des incertitudes concernant les terrains métamorphiques étudiés est illustrée par la diversité des interprétations retenues par les différents auteurs. Après que l'ensemble du métamorphisme ait été attribué au Paléozoïque (Deprat, 1904, notamment), j'ai envisagé l'existence de phases superposées tertiaires et anté-Crétacé supérieur (Ferrière, 1976 a, Orsay, 1975) alors que Frost (*ph. D.*, non publié) et Dixon (1977, note orale à Athènes) proposaient un âge anté-crétacé supérieur pour expliquer la totalité des caractéristiques métamorphiques du secteur de Volos. Les données actuelles confirment l'existence de phases de métamorphisme paléohelléniques et tertiaires (deux "épisodes") mais aussi paléozoïques, pour les quelques formations de cet âge.

En bref, les hypothèses possibles, concernant l'attribution à l'une des phases reconnues de telle ou telle paragenèse observée, sont souvent nombreuses. Si dans certains secteurs, la part qui revient à chacune des phases a pu être assez clairement établie, dans d'autres secteurs, des ambiguïtés demeurent ; les principales ont trait :

- à l'âge de certaines paragenèses à biotite et hornblende qui peuvent être soit paléozoïques, soit paléohelléniques (coupe de Glafire, fig. 198 et *infra*) ;

- à l'importance relative des recristallisations tertiaires et anté-Crétacé supérieur dans les séries pagasitiques et dans la série de Makrinitza, ces dernières pouvant être prépondérantes ou très faibles selon les secteurs ou pour un secteur donné en fonction... des hypothèses.

Certaines données structurales, utiles à l'interprétation d'ensemble des paragenèses, seront utilisées dans ce chapitre mais ne seront justifiées que dans la quatrième partie de ce mémoire (âge tertiaire éventuel des phases à axes b transverses, NE-SW, par exemple). Cependant, en règle générale, les arguments structuraux utilisés pour la définition des paragenèses successives ne font appel qu'à des données analytiques de détail. L'interprétation des événements métamorphiques successifs -qui repose ici, pour l'essentiel, sur les reconstitutions lithostratigraphiques- sera donc exposée dès ce chapitre et non pas dans les conclusions de la quatrième partie.

2. LES MINERAUX OBSERVES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

La localisation des principaux minéraux rencontrés est reportée sur la figure 274.

a. FELDSPATHS.

L'albite est le feldspath dominant, sinon unique, dans les paragenèses métamorphiques post-paléozoïques.

Certains faciès de type "Epidote-Amphibolite" pourraient contenir de l'oligoclase, mais les quelques analyses effectuées n'ont pas été positives à cet égard.

Quelques rares feldspaths alcalins, reliques, sont présents dans les schistes ocellés de Velanidia et d'Othrys orientale (anciens granites ?).

b. MICAS BLANCS.

Ils sont pour la plupart phengitiques ($Si = 6,55$ à $7,17$ ou $3,27$ à $3,58$). Des muscovites ont été reconnues dans les schistes ocellés (Sarakiniko, Seskulon). De rares paragonites existeraient selon Frost (1976, non publié) dans la série de Makrinitza-Zagora.

c. BIOTITE.

De la biotite brune est présente, parfois sous forme de minéraux reliques, dans les ensembles de schistes ocellés. La biotite verte n'a été rencontrée que dans les affleurements orientaux de la série de Makrinitza-Zagora et dans la série d'Anilion.

d. AMPHIBOLES.

Des amphiboles sodiques, calco-sodiques et calciques existent dans les roches métamorphiques étudiées :

- glaucophane s.s. et crossite sont surtout présents dans la série de Makrinitza . Dans les séries pagasitiques ou crétacées, beaucoup d'amphiboles sodiques sont en fait des Mg-riebeckites ou des crossites proches de ces Mg-riebeckites ;
- la barroisite a été reconnue avec certitude dans la coupe de Glafire ;
- parmi les amphiboles calciques d'origine métamorphique, on note la présence d'actinote mais aussi d'amphiboles diverses du groupe de la hornblende, d'âge paléozoïque (Othrys orientale) et d'âge paléozoïque ou paléohellénique (Glafire, Xurichti). Les teintes de ces amphiboles varient du vert pâle au brun-vert en passant par des teintes vert-bleu ou bleu-vert. Ces dernières appellations sont dans ce mémoire uniquement descriptives et recouvrent aussi bien de rares actinotes, des amphiboles du groupe des hornblendes, que des amphiboles calco-sodiques.

On note, par ailleurs, de très nombreuses amphiboles zonées, notamment dans les formations crétacées riches en amphiboles détritiques (d'origine ophiolitique et métamorphique) reprises dans des métamorphismes tertiaires.

e. GRENATS.

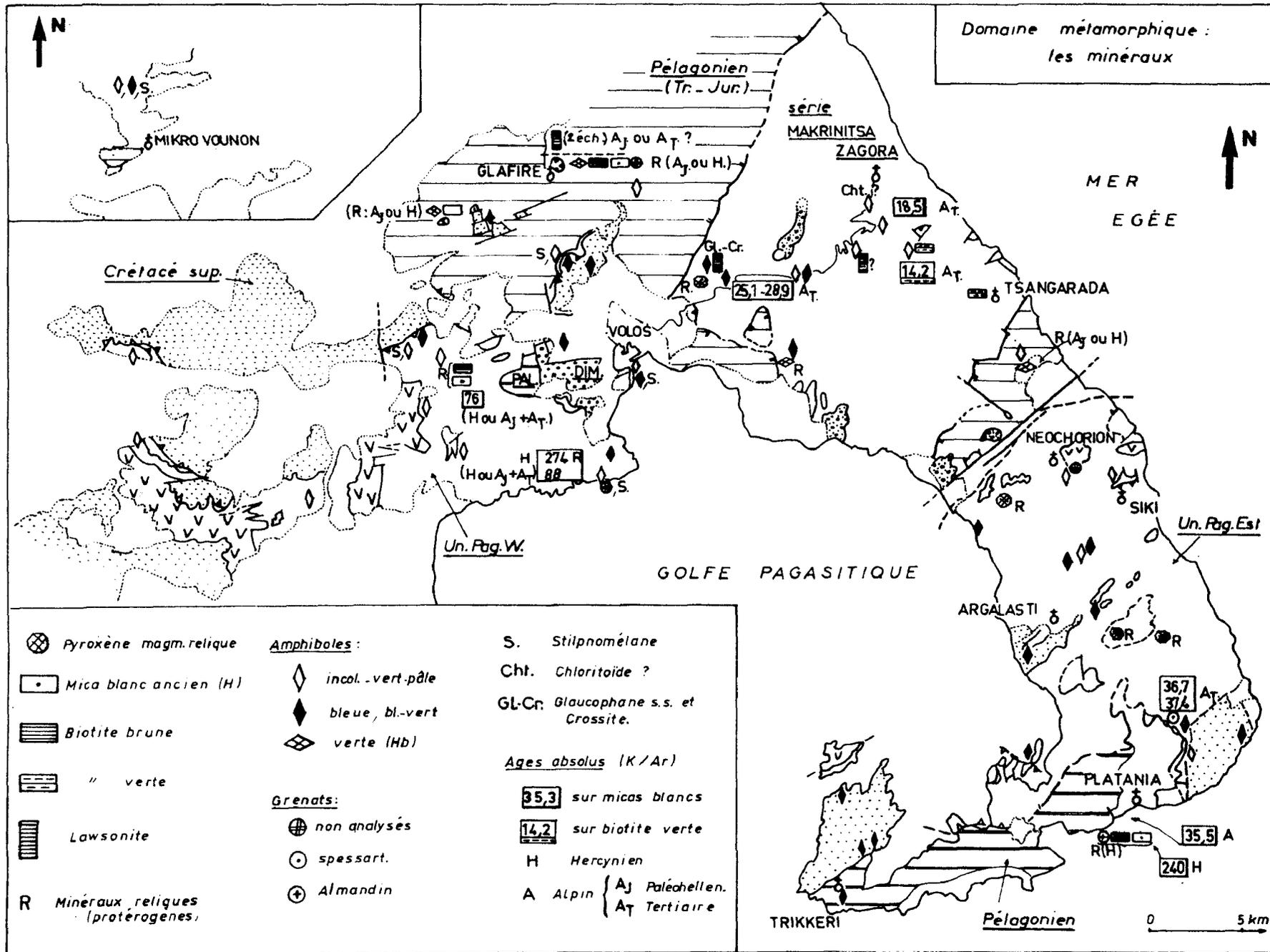
Ils n'ont été observés que dans de rares cas :

- grenats riches en almandin : schistes ocellés du Pelion Sud et d'Othrys orientale ;
- grenats de type spessartine dans des faciès siliceux du Pelion Sud. Des grenats de même type, non analysés à ce jour, existent probablement dans les "métacherts" du mont Kastani (série Ouest-pagasitique, fig. 264) et du mont Karasu (série pélagonienne ?, fig. 200) ;
- d'autres grenats ont été observés à proximité des ophiolites, soit dans des "rodinogites" métamorphisés, situées à leur base, dans la série Ouest-pagasitique (fig. 259), soit dans des poches d'altération près de Neochorion (Pelion central, F4-77, fig. 231).

f. EPIDOTES.

En dehors de la pistachite omniprésente et de plus rares zoisite-climozoisite, on note l'existence d'allanite. Celle-ci est surtout bien développée dans les schistes ocellés.

La piémontite est fréquente dans les "métacherts" des diverses séries.



g. AUTRES MINÉRAUX.

Parmi les autres minéraux de métamorphisme, on peut citer :

- les chlorites : abondantes dans les différentes séries ;
- la lawsonite : présente dans la série de Makrinitza et dans deux niveaux de schistes recouvrant (tectoniquement ou non) les marbres pélagoniens près de Glafire ;
- la pumpellyite : elle est abondante dans les faciès éruptifs, et a été déterminée précisément dans des niveaux proches des ophiolites, près de Glafire ;
- le stilpnomélane : il est relativement bien répandu ;
- le chloritoïde : il n'a été reconnu que dans un échantillon de micaschistes, près de Zagora ;
- des minéraux tels que quartz, calcite, ankérite, oxydes de fer, sphène-leucoxène et tourmaline sont abondants.

Des reliques magmatiques s'observent également : c'est le cas de très nombreux pyroxènes et/ou amphiboles visibles dans la série de Makrinitza, et dans les niveaux crétacés où ils sont d'origine détritique.

3. NATURE DES PRINCIPALES PARAGENESES RECONNUES.

De Mikro Vounon (au Nord de Farsala) au Pelion, l'impression dominante est celle de l'existence d'un ou plusieurs métamorphismes de faible intensité qui se superposeraient localement à des faciès à biotite et hornblende vert foncé à brun-vert.

L'analyse détaillée de ces métamorphismes révèle l'existence de paragenèses successives plus ou moins différentes selon les cas, ainsi que des variations de nature des paragenèses nées lors d'un même épisode en fonction du lieu considéré. Les différents ensembles métamorphiques ayant été redistribués lors de chaque phase tectonique, les successions de paragenèses seront différentes selon les secteurs considérés mais aussi selon les unités tectoniques rencontrées sur une même verticale.

Dans ces conditions, établir un bilan des paragenèses rencontrées n'a qu'une valeur limitée. Je ne ferai donc que signaler ici les principaux faciès observés pour donner une idée des caractéristiques des métamorphismes ayant affecté la région et limiter ainsi le cadre du travail effectué et des conclusions envisageables.

Les faciès reconnus correspondent (fig. 275, 276 et 277) :

a. AU FACIES "SCHISTES VERTS" : à albite, épidote, chlorite, actinote et mica blanc phengitique. Exemples : schistes de Zagora-Tsangarada ; série de Siki-Nord.

b. AU FACIES "EPIDOTE-AMPHIBOLITE"?: à albite, épidote, amphiboles du groupe de la hornblende, ± biotite et chlorite. Exemple : schistes de Mikro Vounon (p.p.); première paragenèse des schistes ocellés au Nord de Glafire?

c. AUX PARAGENESES A BIOTITE, MUSCOVITE, ± grenat almandin, ± hornblende vert foncé ± allanite. Exemple : schistes ocellés du Pelion Sud, du massif de Velanidia et d'Othrys orientale (schistes paléozoïques, en général).

d. AU FACIES "SCHISTES BLEUS" : à albite, mica blanc phengitique, glaucophane s.s., crossite, ± lawsonite, ± pistachite. Exemple : affleurements occidentaux de la série de Makrinitza.

Fig. 274. - Carte de répartition des principaux minéraux observés au sein des terrains métamorphiques étudiés (massifs du Pelion, de Velanidia et affleurements occidentaux) et des âges absolus obtenus sur ces minéraux (K/Ar sur micas).

Parmi les minéraux dits reliques, on peut distinguer différents cas : certains sont incontestablement anté-alpins et d'origine magmatique et/ou métamorphique (H : Hercynien); d'autres, en revanche, pourraient être nés lors des phases paléohelléniques (A₇) et repris au Tertiaire (AT).

e. LES AUTRES FACIES OU PARAGENESSES : de nombreux affleurements (séries pagasitiques séries crétacées) montrent des paragenèses à albite, épidote, mica blanc phengitique ± actinote où les amphiboles de teinte bleue, correspondent à des (Mg) riebeckites ou à des crossites proches de ces riebeckites, et plus rarement (Wallbrecher 1982) à du glaucophane s.s.

La nature des amphiboles bleues et l'absence (à ce jour) de lawsonite différencient ces faciès des "Schistes bleus" typiques de la série de Makrinitza, probablement de même âge (différences dues à la lithologie ou aux conditions P/T ?).

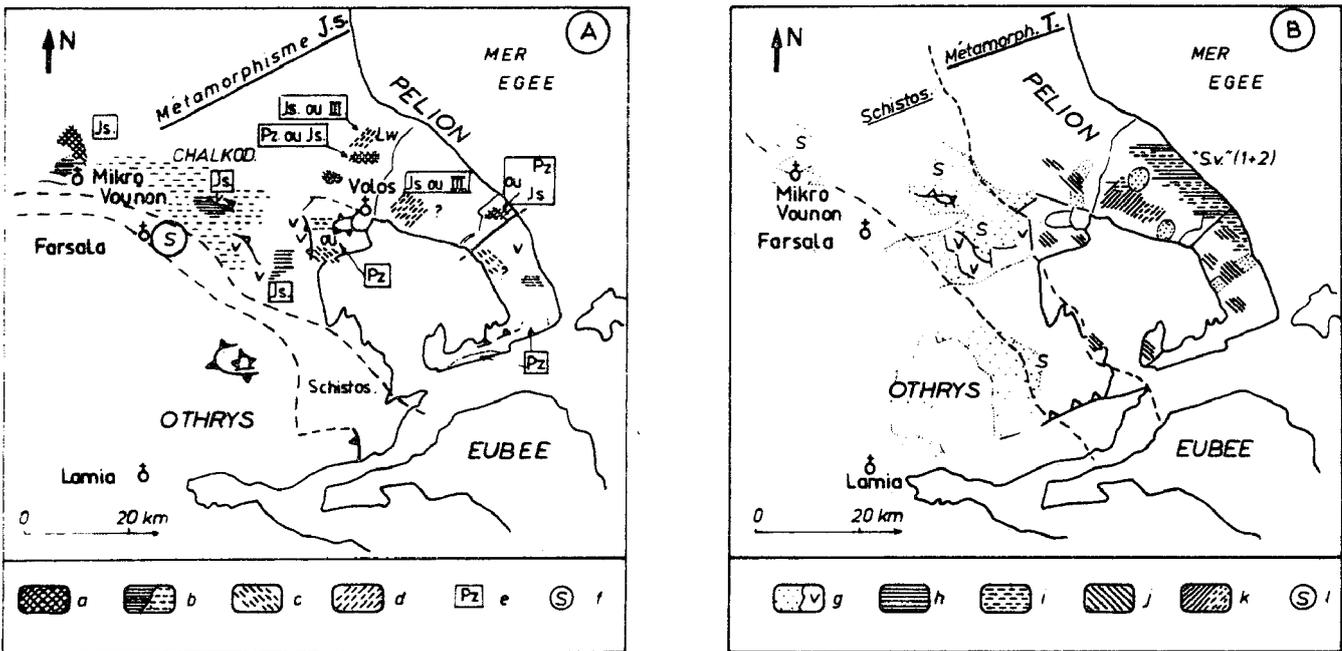


Fig. 276 et 277. - Cartes de répartition des principaux faciès métamorphiques reconnus dans le secteur étudié.

- Carte A : phases paléohelléniques (et paléozoïques).

a. faciès "Epidote-Amphibolite". - b. faciès "Schistes verts". - c. schistes à Mg. riebeck. + crossite ± glaucophane ± actinote (âge tertiaire possible). - d. faciès "Schistes bleus" s.s. à glaucophane-lawsonite (âge tertiaire possible). - e. paragenèse paléozoïque. - f. domaine de la schistosité.

- Carte B : phases tertiaires.

g. Formations crétacées et ophiolites. - h. Schistes verts (1). - i. Schistes verts (2). - j. Schistes à Mg. riebeck. + crossite ± glaucophane ± actinote. - h. faciès "Schistes bleus" s.s. à gl.-lw. - l. domaine de la schistosité. Une partie des paragenèses j et k pourrait être paléohellénique. Les paragenèses tertiaires de faciès h, j et k sont probablement subcontemporaines (première phase tertiaire) ; les faciès (i) seraient plus récents.

Fig. 275. - Les terrains métamorphiques. Nature et répartition des principales paragenèses observées.

Pour le détail des colonnes lithostratigraphiques voir figure précédente: Fig. 273.
 Métamorphisme. - 1. "Epidote-amphibolite" faciès (Ep. Am., ou Ep. Amph.) - 2. faciès "schistes verts" (S.v.). - 3. faciès "Schistes bleus" (S.bl.) typiques (3a) ; ou schistes à lawsonite (3b). - 4. schistes à amphiboles sodiques (b) et parfois actinote ? (a) dépourvus de glaucophane s.s. - 5. faciès indifférencié (tirets) ou présence non prouvée (S ?). - 6. événements hercyniens. - 7. phases de métamorphisme paléohelléniques anté-Crétacé supérieur. - 8. phases de métamorphisme tertiaire, la largeur de la colonne est fonction de l'intensité des recrystallisations. - 9. choix possible entre deux hypothèses. - 9a. hypothèse envisageable. - 9b. hypothèse ayant ma préférence d'après les données actuellement disponibles.

Abréviations. Pz : Paléozoïque. - Tr : Trias. - T. J : Trias-Jurassique. - T : Tertiaire.
 Act : Actinote. - Bi : Biotite. - Choïde : Chloritoïde. - Cross : crossite. - Gr : grenat almandin. - Hb : hornblende. - Ms : Muscovite. - Piem : Piemontite. - Rieb : Riebeckite ou Mg. Rieb.-Spe : Spessartine.

B. DISTINCTION DES EVENEMENTS METAMORPHIQUES SUCCESSIFS.

1. DATATION DES PARAGENESES.

a. DATATION DIRECTE.

a1. Analyse des séries lithostratigraphiques.

Cette analyse montre qu'il existe plusieurs périodes fondamentales de métamorphisme (fig. 275, 276 et 277, et tabl. III 39-40) :

- une période tertiaire : celle-ci est peu contestable puisque des niveaux datés du -ou attribués au- Crétacé supérieur-Paléocène (flysch) sont métamorphisés et que, par ailleurs, une évolution de l'intensité des recristallisations peut être notée, d'Ouest en Est, dans ces mêmes niveaux.

Les paragenèses observées dans les niveaux crétacés sont à albite, mica phengitique (Si = 6,6 à 6,86), amphiboles sodiques et épidote ;

- une période anté-Crétacé supérieur : les effets de cette phase sont particulièrement évidents dans le secteur de Mikro Vounon où les formations crétacées ne sont pas métamorphisées. Les paragenèses des schistes supposées représenter la base de la série appartiennent au faciès "Schistes verts" et/ou au faciès "Epidote-Amphibolite" ;

- une période anté-permienne : celle-ci est attestée par l'existence d'amphibolites à hornblende vert foncé et de micaschistes à biotite, muscovite et grenat, sous des calcaires marmoréens à Fusulines, en Othrys orientale.

a2. Les datations radiométriques (K/Ar sur micas et amphiboles).

Ces datations confirment l'existence des trois périodes de recristallisations précédemment signalées, mais les âges obtenus montrent des variations importantes selon les secteurs considérés (Travail en collaboration avec le laboratoire de Braunschweig).

a2.1. Les âges tertiaires obtenus s'étagent entre $37,4 \pm 0,8$ MA et $18,49 \pm 0,15$ MA et même $14,28 \pm 0,10$ MA.

Trois groupes d'âge tertiaire ont, en fait été obtenus :

- de $37,4 \pm 0,8$ à $35,50 \pm 0,24$ MA (3 datations) : sur les schistes du Pelion Sud ;
- de $28,9 \pm 0,9$ à $25,16 \pm 0,13$ MA (5 datations) : sur les schistes occidentaux de la série de Makrinitza-Zagora ;
- $18,49 \pm 0,15$ et $14,28 \pm 0,10$ MA : sur les schistes orientaux de la série de Makrinitza-Zagora, et de la série d'Anilion.

Le premier groupe d'âges est probablement à relier à l'une des phases tertiaires majeures du secteur considéré puisque, d'une part, ce sont les âges les plus anciens, et que d'autre part ceux-ci correspondent à une période orogénique connue, celle de la fin de l'Eocène et du début de l'Oligocène. Il est toutefois difficile de déterminer s'il s'agit d'âges correspondant à la première phase de métamorphisme tertiaire (tabl. III 39 et 40).

La signification des autres âges n'apparaît pas clairement.

Ces autres âges provenant de niveaux structurellement plus profonds pourraient à la rigueur représenter le passage de ces niveaux au-dessus de certains isothermes, ou bien encore des rajeunissements lors de phases récentes⁽⁺⁾. Il est à remarquer que les schistes de Makrinitza étaient déjà érodés, et donc près de la surface, lorsque les klippen de Lechonia, non métamorphiques et peu épaisses, se sont mises en place : cet événement tectonique a-t-il engendré un rajeunissement ou est-il particulièrement récent ? (postérieur à $14,28 \pm 0,10$ MA ?).

a2.2. Les données correspondant à la période anté-Crétacé supérieur ne sont pas encore disponibles (travail en cours au laboratoire de Braunschweig, Allemagne). Un âge préliminaire de 125 MA environ a été obtenu sur des micas blancs provenant de schistes de la partie orientale du massif du Saradsi.

(+) L'âge des phengites des schistes de Makrinitza nées à des températures proches de leur température de blocage pourrait représenter l'âge de la phase ayant donné naissance aux paragenèses tertiaires des Schistes de Makrinitza. C'est notamment l'opinion d'Altherr (Braunschweig, comm. orale).

a2.3. L'âge ancien de certains micas et hornblendes est confirmé par l'analyse radiométrique :

- hornblendes d'Othrys orientale : 332 ± 11 MA et 314 ± 10 MA (ou 325 ± 11 et 307 ± 10 MA, avec les anciennes constantes) ;
- micas blancs du Pelion Sud : $240,3$ MA \pm $1,7$ MA ;
- micas blancs du massif de Velanidia : $274,6 \pm 3,0$ MA.

Le problème est de déterminer ce que représentent exactement ces minéraux. Dans le cas des roches retenues, il semblerait que l'on soit en présence de roches éruptives anciennes (granites) reprises dans les métamorphismes alpins, ou bien, puisque l'âge des amphiboles montre que les amphibolites existaient déjà avant le Permien, de roches métamorphiques paléozoïques dérivant de roches éruptives de type granites et grano-diorites.

a2.4. Remarque : un quatrième groupe d'âge a été mis en évidence par l'analyse des micas blancs phengitiques des schistes ocellés de Seskulon (séries Ouest-pagasitiques) : ces âges sont compris entre $88,8 \pm 0,7$ MA et $71,2 \pm 0,5$ MA.

La solution la plus simple serait d'admettre qu'il s'agit là de rajeunissements tertiaires de micas plus anciens (paléozoïques ou paléohelléniques). Cependant, la généralisation de tels âges (Dürr *et al.*, 1978 ; Bonneau, 1982) dans des faciès granitiques ou de schistes ocellés pouvant dériver de telles roches, doit conduire à la prudence.

b. DATATIONS INDIRECTES : RAPPORTS AVEC LES STRUCTURES TECTONIQUES.

L'analyse des relations entre des associations minéralogiques et des déformations liées à des phases tectoniques connues, peut permettre de rapporter ces paragenèses à une période de recristallisation donnée.

Le problème majeur concerne l'âge des paragenèses de type "Schistes bleus" des séries du Pelion Nord :

- l'âge des micas blancs de la série de Makrinitza ($28,9 \pm 0,9$ à $25,16 \pm 0,13$ MA) indique qu'il existe au moins des événements tertiaires ;
- les phases principales de déformation observées dans ce secteur sont caractérisées par des directions NE-SW transverses (*cf.* 4e partie).

Les plis transverses les plus représentés (b_2) sont isoclinaux et symmétamorphiques (M_2) : les minéraux associés correspondent plus ou moins à une paragenèse de type "Schistes bleus" mais il est difficile de faire la part entre néogénèse et réorientation des minéraux précédents (M_1).

Les plis isoclinaux (b_1) également symmétamorphiques sont très probablement liés aux paragenèses "Schistes bleus" typiques (M_1). Les directions de ces plis b_1 ne sont pas connues avec précision mais semblent proches des plis b_2 .

La phase marquée par des directions transverses étant en général la première phase tertiaire (*cf.* Chalkodonio et Othrys orientale ; 4e partie), deux hypothèses sont envisageables :

- les plis b_1 , antérieurs aux plis b_2 transverses, sont liés à une phase paléohellénique : l'essentiel du métamorphisme "Schistes bleus" serait alors de cet âge ;
- les plis b_1 ne sont qu'un épisode précoce de la période de déformation tertiaire s'achevant par les plis b_2 . Le métamorphisme "Schistes bleus" serait dans cette hypothèse, d'âge tertiaire.

2. LES PARAGENESES SUCCESSIVES D'APRES L'ANALYSE DES RELATIONS ENTRE MINERAUX.

Les résultats de l'analyse des relations entre minéraux (zonations, pseudomorphoses, minéraux poecilites, auréoles réactionnelles, rapports avec schistosités et foliations) sont résumés dans le tableau joint (tabl. III 39 ; voir aussi fig. 275, 276 et 277).

C. SYNTHÈSE DES DONNÉES : NATURE DES PHASES SUCCESSIVES DE MÉTAMORPHISME DANS LE SECTEUR ETUDIÉ.

Des tableaux synthétiques sont proposés à la fin de ce paragraphe (tabl. III 39 et 40).

1. LE MÉTAMORPHISME PALEOZOÏQUE : ÉVÈNEMENTS HERCYNINIENS).

a. AGE PROBABLE.

Entre 314 ± 10 et 332 ± 11 MA, soit très probablement un âge viséen (échelle de Odin et Gale, 1982).

b. FACIES MÉTAMORPHIQUES.

Les paragenèses typiques sont constituées de : biotite, muscovite \pm grenat almandin, \pm allanite, hornblende vert foncé, \pm feldspaths K (?).

Variations : la principale variation concerne la présence de hornblende vert foncé, connue en Othrys orientale mais absente dans les schistes ocellés de Seskulon et du Pelion Sud.

c. PROBLÈMES.

Le problème essentiel est celui de la signification des minéraux observés : minéraux de roches éruptives de type granite-granodiorite et/ou de roches métamorphiques paléozoïques de type amphibolites, para- et orthogneiss pouvant dériver de telles roches éruptives.

d. CONDITIONS P/T.

Il est possible d'apprécier la température atteinte lors de ces événements grâce au géothermomètre biotite-grenat.

Les différentes méthodes utilisées donnent des résultats cohérents, en dehors d'une estimation (calculs effectués par Triboulet) :

- l'application de la méthode proposée par Perchuk (1970) conduit à des températures de 500 à 550°C tant pour l'Othrys orientale (F6-406) que pour le Pelion Sud (F8-187, F8-188) ;
- les autres méthodes donnent des températures comprises entre 476 et 570°C, ainsi qu'une valeur de 632°C.

2. LE MÉTAMORPHISME LIÉ AUX PHASES PALEOHELLENIQUES.

a. AGE.

Ce métamorphisme est anté-aptien-albien et probablement jurassique terminal-crétacé basal.

b. FACIES MÉTAMORPHIQUES.

Faciès datés : là où les métamorphismes tertiaires sont peu développés, les paragenèses paléohelléniques appartiennent aux faciès "Schistes verts" et "Epidote-Amphibolite" (Mikro Vounon, Chalkodonio).

Variations : ces variations sont difficiles à mettre en évidence puisque, vers l'Est, les recristallisations tertiaires deviennent importantes.

Dans la série pélagonienne du Pelion Nord, supposée être homologue des affleurements de Mikro Vounon, les paragenèses paléohelléniques peuvent appartenir soit au faciès "Epidote-Amphibolite" (paléohellénique ou paléozoïque), soit à un faciès à lawsonite (paléohellénique ou tertiaire ?) (cf. coupe de Glafire).

Dans les séries pagasitiques triasico-jurassiques, les premières paragenèses observées (paléohelléniques ou tertiaires), correspondent à un faciès "Schistes verts" (grandes épidotes et

restes d'actinotes), ou à un faciès Mg-riebeckite ou crossite proche d'une Mg-riebeckite ± actinote ± glaucophane (série Est-pagasitique).

Dans la série de Makrinitza, les premières paragenèses observées sont de type "Schistes bleus" (paléohellénique ou tertiaire). Si la série de Makrinitza n'est pas en fenêtre (dans le cas contraire, toutes les hypothèses sont envisageables) ou bien le métamorphisme paléohellénique y est de type "Schistes bleus" (passant vers l'Est à des schistes verts ?), ou bien ce métamorphisme d'intensité très faible a été masqué par l'empreinte des "Schistes bleus" tertiaires.

c. PROBLEME.

L'un des problèmes est de déterminer l'importance relative (très faible à prépondérante) de recristallisations paléohelléniques dans les séries pagasitiques et pélagoniennes des massifs du Pelion-Velanidia, par rapport aux recristallisations tertiaires (p. 681).

Le problème essentiel est celui évoqué ci-dessus, à savoir existe-t-il des paragenèses paléohelléniques de type "Schistes bleus" ?

Un des points importants est que les faciès paléohelléniques, reconnus dans le secteur étudié avec certitude, n'appartiennent pas au faciès "Schistes bleus" s.s.

d. CONDITIONS P/T.

Etant donné les incertitudes exposées précédemment et le peu d'informations en ma possession sur les paragenèses paléohelléniques des schistes de Mikro Vounon (à la limite du secteur que j'ai étudié), je retiendrai simplement que les conditions P/T du métamorphisme correspondant sont celles que l'on attribue classiquement aux faciès "Schistes verts" et "Epidote-Amphibolite".

3. LE(S) METAMORPHISME(S) TERTIAIRE(S).

a. AGE.

Le métamorphisme est postérieur au flysch rapporté au Maestrichtien-Paléocène. Les recristallisations majeures sont terminées avant le charriage de l'unité de Lechonia.

Les âges radiométriques les plus anciens ($37,4 \pm 0,8$ MA) correspondent à un âge minimal pour la première phase de métamorphisme tertiaire ("Schistes bleus" ?).

Les âges les plus récents ($18,49 \pm 0,95$ MA et $14,28 \pm 0,10$ MA) n'ont pas une signification clairement établie.

b. FACIES METAMORPHIQUES.

b1. Faciès datés.

Les paragenèses d'âge tertiaire certain parce que développées dans les formations du Crétacé supérieur-Paléocène sont peu caractéristiques, d'une part, et difficiles à définir du fait de la présence de très nombreux minéraux détritiques (amphiboles surtout), d'autre part.

Les paragenèses reconnues sont constituées par les minéraux suivants : albite, chlorite, épidote, phengite ($Si = 6,6$ à $6,86$), amphiboles sodiques (Mg-riebeckites) et peut-être actinote.

Des roches contenues dans des poches d'altération (crétacées ?) creusées dans les ophiolites ont livré des grenats et des amphiboles bleu-vert pâle.

b2. Variations.

Dans le temps : il semble qu'un épisode de type "Schistes verts" succède à la période métamorphique tertiaire principale. Cet épisode serait surtout développé dans les séries du Pelion oriental.

Dans l'espace : l'épisode métamorphique principal d'âge tertiaire montre des variations importantes à l'échelle du secteur étudié :

- l'intensité du métamorphisme croît très nettement d'Ouest en Est ; il décroît probablement ensuite plus à l'Est (cf. Crétacé de l'unité de Lechonia). L'analyse de cette évolution doit naturellement tenir compte des modifications structurales post-métamorphiques (nécessité d'exclure dans le raisonnement, la série de Dimini, en fenêtre, par exemple) ;

- les séries crétacées de Mikro Voumon et du Chalkodonio sont peu (ou pas) affectées par les recristallisations tertiaires ;

- les séries pagasitiques montrent des paragenèses à Mg-riebeckite et actinote compatibles avec les recristallisations tertiaires observées dans les séries crétacées. Cependant, la part exacte de ce qui revient aux phases tertiaires et aux phases paléohelléniques, d'intensité probablement comparable, n'est pas clairement établie ;

- les séries pélagoniennes du Pelion Nord montrent des paragenèses tardives à lawsonite ou parfois à actinote ;

- une partie au moins, sinon la totalité, des paragenèses de type "Schistes bleus" de la série de Makrinitza est d'âge tertiaire (liaison avec des plis transverses, âge K/Ar des phengites, etc...). Ces faciès HP-BT pourraient passer à des faciès de type "Schistes verts" de même âge ou légèrement plus récents vers l'Est (secteur de Tsangarada-Zagora).

c. PROBLEME.

L'un des problèmes qui reste à résoudre est de déterminer la part exacte qui revient aux phases tertiaires (par rapport aux phases paléohelléniques) dans les assemblages minéralogiques des séries pagasitiques et de Makrinitza.

d. CONDITIONS P/T.

L'analyse des phengites (fig. 278) apporte quelques indications intéressantes : ainsi, les phengites des niveaux crétacés sont moins riches en Si (Si = 6,6 à 6,86) que celles des "Schistes bleus", supposées tertiaires, de la série de Makrinitza (Si = 6,7 à 7,17).

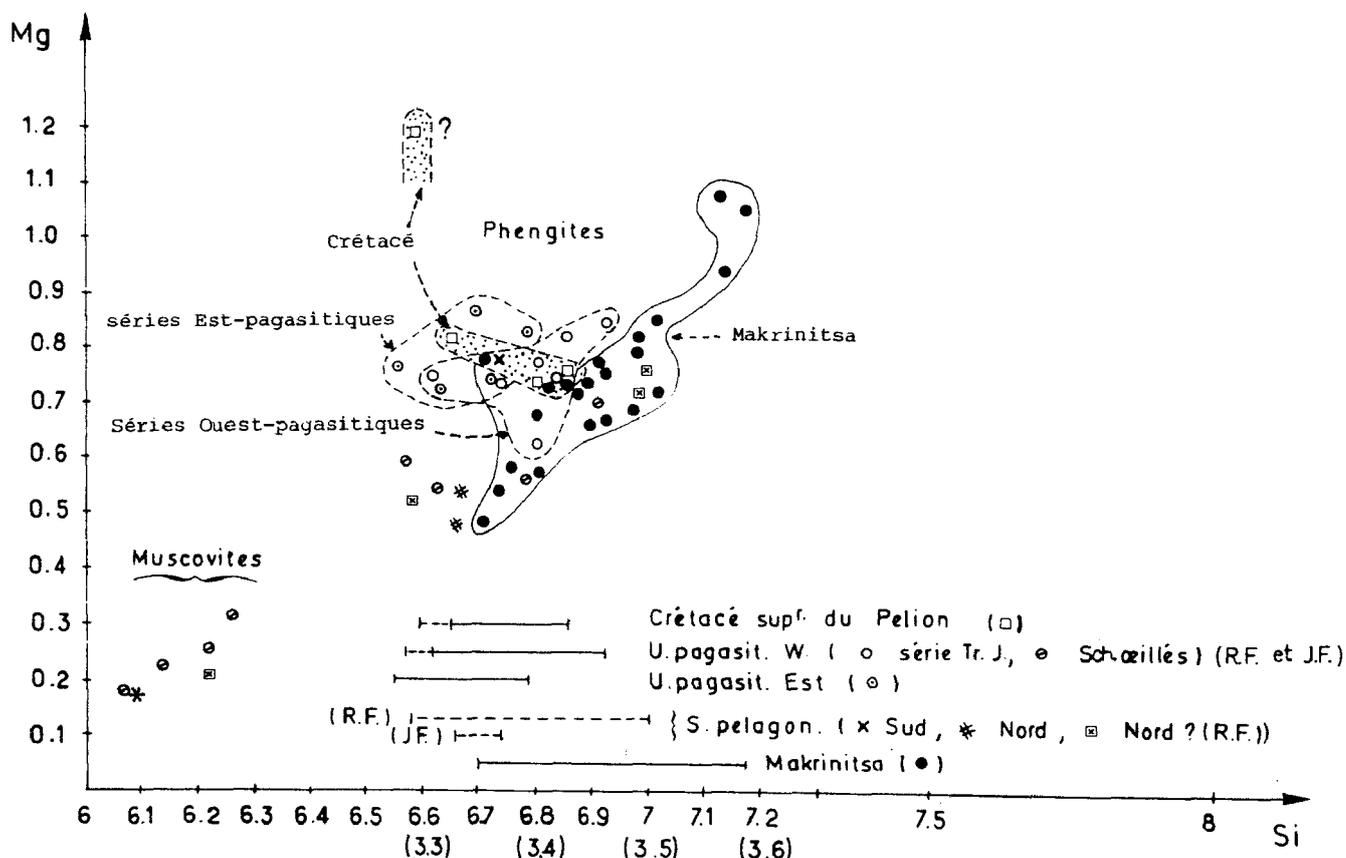


Fig. 278. - Les phengites du secteur métamorphique étudié.

Diagramme en fonction de Si^{IV} et Mg en proportions atomiques sur la base de 22 oxygènes (Analyses pour partie issues de Richard Frost (R.F., 1976 non publié cf. U. pélagonienne et pagasitique occidentale).

Les variations observées pourraient correspondre à des évolutions verticales (et horizontales) des conditions P/T (Makrinitza par rapport aux unités pagasitiques) mais il faudrait pour conclure apprécier les effets des différences lithologiques initiales des roches hôtes.

Comme il est peu probable que la température ait été inférieure dans les schistes de Makrinitza (à la base des séries), il est clair que la pression devait être plus forte dans ces schistes (Velde, 1965), à moins que ces variations de Si ne soient dues à l'effet des différences lithologiques initiales.

La forte teneur en Mg des phengites analysées (niveaux crétacés et série de Makrinitza) serait un indice de faible température, inférieure à 400°C d'après le diagramme Mg/T de Cipriani *et al.* (1971). Mais d'après ces mêmes auteurs, la teneur en Mg des phengites dépend aussi de la pression.

Des quartzites à phengites datées du Tertiaire ($37,4 \pm 0,8$ MA) contiennent à la fois du grenat spessartine et une amphibole sodique (F8-161b). Malheureusement, le grenat pourrait être postérieur à l'amphibole, si bien que le diagramme de Perchuk (1970) ne peut être utilisé pour définir la température. Il en va de même pour le couple phengite-grenat.

Les "Schistes bleus" de Makrinitza (fig. 279) correspondent à un domaine P/T limité par les courbes "glaucophane", des phengites Si = 3,55 et la courbe "lawsonite".

Si la lawsonite est parfois un minéral typomorphe et l'épidote postérieure, la lawsonite est parfois tardive (oblique par rapport à la foliation) et semble se développer même, à l'occasion, aux dépens de grains d'épidote. Ces particularités pourraient correspondre à des variations de température.

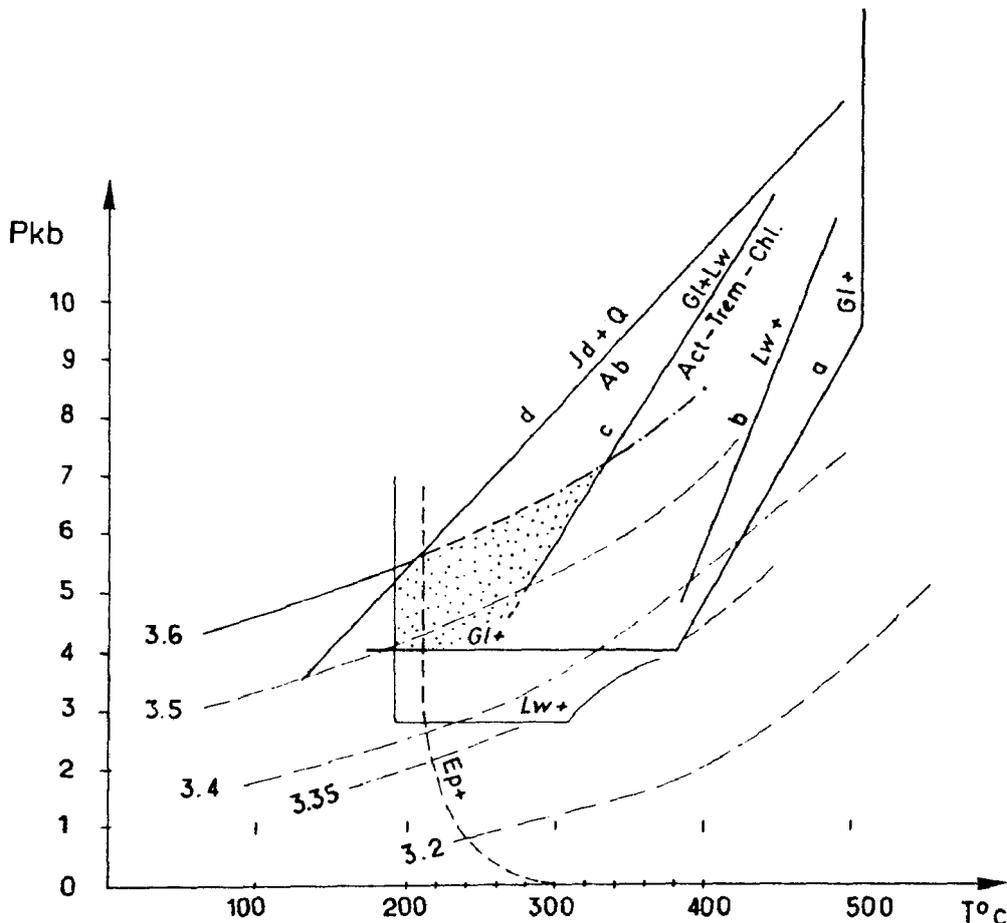


Fig. 279. - Conditions générales du métamorphisme (Pression-Température) pour les "Schistes bleus" de Makrinitza.

a. champ de stabilité du glaucophane (Gl⁺) d'après Maresch (1977). - b. champ de stabilité de la lawsonite (Lw⁺) d'après Liou (1971). - c. Glaucophane + Lawsonite + Tremolite + Chlorite + Albite d'après Perchuk et Aranovich (1980). - d. Jadéite + quartz + albite, d'après Holland (1980).

dessin des courbes repris de Bonneau et Kienast (1982) ; les courbes de stabilité des phengites selon leur teneur en Si^{IV} (Velde, 1965) ont été remplacées sur les différents champs définis par les courbes précédentes.

L'équilibre glaucophane + lawsonite + trémolite + actinote + albite (Perchuk et Aranovitch, 1980 ; cf. Bonneau et Kienast, 1982) permet de limiter le champ de stabilité des schistes bleus à glaucophane et lawsonite (en équilibre). On peut alors retenir les valeurs suivantes : T = 250 à 340°C ; P = 4 à 6 (ou 7) Kb. Bonneau et Kienast (1982) retiennent des valeurs comparables pour les schistes bleus du Pelion.

Les autres paragenèses tertiaires, celles des séries crétacées et des séries pagasitiques notamment, sont plus difficiles à situer du point de vue des conditions P/T puisqu'elles sont dépourvues de glaucophane s.s. + lawsonite.

PALEOZOÏQUE (P)	P ou J	PHASES PALÉOHÉLÉNIQUES	J ou T	PHASES TERTIAIRES (T)
● Parag. à Bio. Ms Pd K	-----	o (Sch. verts ?)	-----	● (Sch. Mg. riebeckite ?) (± Act.)
● Parag. à Bio. + Almand. (série Sarakiniko)	-----	o ?	-----	Phengite + ...
[séries crétacées du Pelion].....	-----	● "Epidote-Amphibolite" "Schistes verts" (Mikro-Vounon, Chalkodonio)	-----	(métam. faible ou nul)-----
[séries E et W pagasitiques]	-----	(Sch. verts ?) o ← Sch. [Série W pag.]	à Crossite/Mg. riebeckite ± actinote	● Parag. à Mg-riebeckite (± actinote ?) ("Sch. verts")
[Glafire].....	← Epidote-Amphibolite	o ← Sch. à lawsonite	o	o
[Kurichti S].....	← parag. à hornbl. vert-foncé	o ← "Sch. verts"	Sch. bleus à Gl. LM	o ou o
[Makrinitza].....	-----	o ← Sch. bleus (1)	ou Sch. bleus (2)	o → Sch. verts
[Zagora].....	-----	o ← Sch. verts (1)	↓ Sch. verts (1)	o → Sch. verts (2)

Tabl. III 39. - Succession des paragenèses métamorphiques : Synthèse des observations.

Les cercles noirs correspondent à des paragenèses d'âge connu ; les cercles vides à des paragenèses d'âge incertain.
Les flèches continues indiquent les hypothèses les plus vraisemblables ; les flèches en traits interrompus, les autres interprétations.

	HYPOTHESE A				HYPOTHESE B	Ages (m.a.) K/Ar	TECTONIQUE (voir 4 ^e partie)
	Type le plus accentué	Minéraux	Exemples	Variations			
PHASES TERTIAIRES	f. "Schistes verts"	Ab, Ep., Act., Chl.	Série de Makrinitza		f. "Sch. verts"	14,26 ± 0.10 18,49 ± 0.15	axes b : N 120 à N 150 déversement : SW
	f. "Schistes bleus" (1-2)	Ab, Phg, Gl, Ep+Lw+Ep.	Makrinitza	Cr. sup. Sch. à Mg. riebeck. Zagora : S.v (?)	f. "Sch. bleus" 2 Sch. Mg. riebeck. ou "Sch. verts"	35,50 ± 0.24 37,4 ± 0.8	axes b : NE-SW à E-W (déversement : Sud parfois)
Crétacé sup.						71,2 ± 0.5 88,8 ± 0.7	? flysch Maestricht.
PH. PALÉOHÉLÉNIEN.	f. "Sch. verts" f. "Epid. Amphib." (bloc Pelion N)	Alb. Amph. gr. Hornb. Barroisite Biotite	Mikro-Vounon Chalkodonio Glafire ? Kurichti S?	variations intensité plus faible dans U. pagasitiques [et Glafire (?)]	f. "Sch. bleus" 1 (Pelion) (+ f. "Ep. amph." et Sch.v. de Mikro-V.)	125 m.a. (?)	axes b : N 110 ? N 150 déversement ?
PH. HERCYNIENNES	Orthogneiss Amphibolites	Bio. musc. Grenat alm. Hornb. vert-foncé	Velanidia Pelion Sud Otrrys E		f. "Epid. Amphib." Glafire Kurichti + { Amphib. Orthogneiss	240,3 ± 1,7 274,6 ± 30 314 ± 10 332 ± 11	Y métamorph. ?

Tabl. III 40. - Les événements métamorphiques dans le secteur d'étude.

Deux hypothèses (A et B) sont envisagées. L'hypothèse A paraît être la plus vraisemblable, à condition d'admettre des variations d'intensité pour le métamorphisme paléohellénique selon les unités.

4. DES RECRISTALLISATIONS D'AGE CRETACE SUPERIEUR ?.

J'ai signalé précédemment l'existence de phengites provenant des schistes ocellés de Sesklon, dont les âges (K/Ar) sont compris entre $71,2 \pm 0,5$ MA à $88,8 \pm 0,7$ MA. De tels âges avaient été antérieurement proposés pour des micas des schistes paléozoïques d'Othrys orientale (Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975).

L'absence de structures tectoniques de cet âge au sein des séries connues dans la région étudiée fait penser qu'il s'agit là de rajeunissements. Il faut, malgré tout, ne pas rejeter à priori, l'éventualité d'événements intra-Crétacé supérieur : le flysch le plus important dans les Hellénides se dépose, en effet, à partir du Maestrichtien, ce flysch est parfois légèrement discordant (en Argolide par exemple ; Vrielynck, 1982), des phases tectoniques intra-Crétacé supérieur sont bien connues sur le pourtour de la plaque arabe (Ricou, 1974 ; auteurs cités) et enfin des données radiométriques obtenues dans divers secteurs des Hellénides révèlent des âges identiques (Dürr *et al.*, 1978 ; Bonneau, 1962) parfois même pour des granites (à Syros par exemple : Bonneau *et al.*, 1980 a, b) (voir aussi Kreuzer *et al.*, 1982).

D. PLACE DES METAMORPHISMES RECONNUS DANS LE CADRE DES HELLENIDES.

1. LES EVENEMENTS ANTE-ALPINS.

Les observations faites dans le secteur étudié sont en accord avec les données publiées par Yarwood et Aftalion (1976) quant à l'existence dans les Piérias, au Nord de l'Olympe, d'anciens granites de 302 ± 5 MA et donc d'événements hercyniens majeurs dans les Hellénides internes septentrionales.

Au Sud du Sperchios, les indices de tels événements hercyniens sont plus rares et réduits à la présence de blocs de roches granitiques ou métamorphiques (d'âge non précisé) dans les formations détritiques du Paléozoïque supérieur (Guernet, 1971). Des niveaux non métamorphiques, visés ou plus anciens, existent d'ailleurs en Attique et dans certaines îles de la mer Egée (Clément, 1976 ; Argyriadis, 1978 et auteurs cités). Malheureusement, la position paléogéographique anté-triasique de ces terrains par rapport aux séries étudiées n'est pas connue avec certitude.

2. LE METAMORPHISME PALEOHELLENIQUE.

Il est surtout clairement exprimé dans la partie septentrionale de la zone pélagonienne.

Pour Nance (1981), les paragenèses de cet âge, observées au Nord de l'Olympe, appartiendraient aux "Upper Greenschist to lower Amphibolite facies", ce qui est en accord avec les observations faites près de Mikro Vounon et dans le Chalkodonio. Pour Bavay et Bavay (1980) et Maluski *et al.* (1981), des paragenèses de type "Schistes bleus" tertiaires mais aussi anté-Crétacé supérieur existeraient en Eubée méridionale. De telles conclusions ont également été formulées à partir d'observations faites à Gavdos et en Crète (Vicente, 1970 ; Seidel *et al.*, 1976, 1977).

De ce fait, les ambiguïtés d'âge (Tertiaire ou Tertiaire et anté-Crétacé supérieur) des "Schistes bleus" du Pelion, ne peuvent être levées par simple comparaison avec les régions extérieures. L'analyse des séries pélagoniennes situées au Nord des Hellénides apportera probablement des éléments de réponse, car les effets des phases tertiaires y sont beaucoup plus limités que dans des secteurs tels que les Cyclades ou même l'Eubée méridionale.

3. LES PHASES INTRA-CRETACE SUPERIEUR (*cf. supra*, paragraphe C, 4).

4. LES PHASES TERTIAIRES.

Les recristallisations de cet âge sont fréquentes et connues au Nord comme au Sud du Sperchios (*cf.* Historique de la 3e partie) dans les zones internes orientales.

Un des faits les plus importants est la mise en évidence récente, de paragenèses tertiaires de type "Schistes bleus" que ce soit dans les Sporades et en Eubée centrale (Aubouin et Guernet,

1963), dans les Cyclades (Altherr *et al.*, 1977, 1979 ; Dürr *et al.*, 1978 ; Altherr et Seidel, 1979 ; Bonneau *et al.*, 1980 a, b ; Blake *et al.*, 1981 ; Bonneau, 1982 ; Bonneau et Kienast, 1982), en Eubée du Sud (Maluski *et al.*, 1981) ou en Ossa (Derycke et Godfriaux, 1978 ; Godfriaux et Pichon, 1980).

Ces mêmes auteurs ont également signalé la présence d'un épisode "Schistes verts" reprenant les paragenèses "Schistes bleus".

Cette constatation plaide incontestablement en faveur d'un âge tertiaire de l'épisode métamorphique ayant conduit à la genèse des "Schistes bleus" de Makrinitza, même si des reliques des paragenèses métamorphiques antérieures n'ont pu y être reconnues (cette question des "reliques" ne se pose pas si les schistes de Makrinitza réapparaissent en fenêtre, ou si les phases métamorphiques paléohelléniques ont été faibles dans les unités du Pelion et de Velanidia).

Développement dans l'espace des métamorphismes tertiaires : même si l'on ne tient compte que des unités tectoniques supérieures, à l'exclusion des séries réapparaissant en fenêtre, les terrains métamorphiques tertiaires, situés au Nord d'une transversale Sperchios-file d'Eubée, se révèlent être distribués sur un axe de direction dinarique passant par les massifs de l'Ossa et du Pelion. Des niveaux crétacés, nettement métamorphiques, existent en effet, en couverture des séries tectonisées précocement (séries pélagoniennes surtout) dans ces deux massifs (*cf.* ce mémoire et Godfriaux et Pichon, 1980).

L'intensité des recristallisations tertiaires va en décroissant vers le Nord (Piérias et base du massif du Vermion : Nance, 1981 ; Pichon, 1976, 1979), vers l'Ouest (Crétacé à l'Est de Trikkala ; fig. 171 de ce mémoire), vers le Sud (Crétacé d'Eubée centrale : Guernet, 1971) et vers l'Est ("Almopias" : Mercier, 1968 ; Sporades : Guernet, 1971 ; carte d'Alonissos à 1/50 000 : Kelepertzis, 1975).

Les séries crétacées qui viennent d'être citées ne montrent pas de paragenèses "Schistes bleus" très caractéristiques. En Grèce septentrionale, ce faciès est surtout développé dans des unités ou des formations occupant une position structurale basse, telles que les unités d'Ambelakia et de l'Ossa (Katsikatsos *et al.*, 1980 et sous presse ; Godfriaux et Pichon, 1980 ; Schmitt, 1980) ou la série de Makrinitza dans le Pelion. En conséquence, toute étude visant à dégager d'éventuelles variations de ce métamorphisme "Schistes bleus" doit nécessairement porter sur des unités comparables. Ainsi, si l'hypothèse d'un accroissement vers le Sud-Est, de l'intensité (conditions P/T) du métamorphisme "Schistes bleus" tertiaire (Blake *et al.*, 1981 ; Bonneau et Kienast, 1982) paraît vraisemblable (puisque les éclogites sont absentes des unités surmontant l'Olympe et qu'elles sont présentes à Syros), on peut se demander quelle est la valeur par exemple d'une comparaison entre les schistes de Makrinitza et la série cycladique de Syros, d'affinités paléogéographiques - et de position structurale (?) - apparemment différentes.

S'agissant des datations radiométriques, toute synthèse paraît encore prématurée. On pourra se reporter à la publication de Bonneau (1982) pour trouver à la fois un résumé des données bibliographiques et un essai de synthèse.

Pour ma part, je retiendrai que certains des âges obtenus sur les glaucophanes, et les phengites en Eubée (40 à 45 MA ; Maluski *et al.*, 1981) et dans les Cyclades (40 à 50 MA ; Bonneau *et al.*, 1980 a, b) sont plus anciens que les âges obtenus sur les micas blancs (K. Ar) du Pelion (37 MA ou plus récent).

Des âges de 30 à 35 MA ont également été signalés, en Eubée par exemple, par Maluski *et al.* (1981). Ces âges sont attribués à un épisode de plus haute température succédant à l'épisode "Schistes bleus".

Il pourrait en être de même pour les micas du Pelion. Cependant, on peut également se demander si la cause de ces différences ne tient pas, plutôt, aux méthodes utilisées ou au fait que les micas proviennent d'unités tectoniques différentes.

QUATRIEME PARTIE

TECTONIQUE

LES EVENEMENTS TECTONIQUES ET LEURS CONSEQUENCES
CORRELATIONS AVEC LES PHENOMENES METAMORPHIQUES

INTRODUCTION

I. HISTORIQUE

Le secteur des massifs de l'Othrys et du Pelion ayant été relativement peu étudié avant les travaux -sur l'Othrys- de Marinos et ses collaborateurs (Marinos, 1956, 1957 ; Marinos *et al.*, cartes à 1/50 000 de l'Othrys, 1957 à 1967), il ne représente pas un élément fondamental des interprétations tectoniques dans les synthèses majeures des auteurs anciens (Philippon, 1895 ; Kossmat, 1924 ; Kober, 1929 ; Renz, 1940). L'analyse de ces travaux est faite en détail dans diverses thèses auxquelles le lecteur pourra se reporter (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Dercourt, 1964 ; Godfriaux, 1965-1968 ; Mercier, 1966-1968). Dans cet historique, je m'intéresserai uniquement à la place qu'occupe l'Othrys, le Pelion, et à moindre titre, le Koziakas et le Chalkodonio, dans les diverses synthèses évoquées. Le détail des découvertes relatives à chacun de ces massifs sera exposé dans les paragraphes concernant la description des structures tectoniques.

La première synthèse importante est celle de Philippon (1895, 1898), qui non seulement dessine une discordance majeure au sein des séries "crétacées" d'Othrys, mais distingue aussi une sous-zone de l'Othrys, qu'il rattache à la zone de la Grèce orientale moyenne, comprenant également les sous-zones de l'Iti et du Parnasse.

Deprat (1904) propose une carte du Pelion où figurent des directions structurales plus ou moins correctes.

Avec Kober (1929, 1931) apparaît une théorie profondément allochtoniste dans laquelle, par comparaison avec la "fenêtre d'Attique-Cyclades", les séries métamorphiques du Pelion associées à l'ensemble des terrains du "Massif Pélagonien" (les "Métamorphides") réapparaîtraient en fenêtre sous les Internides charriées.

Dans la synthèse de Renz (1940), ne subsiste que la "fenêtre d'Attique-Cyclades", les séries du "Massif Pélagonien" étant supposées occuper leur position normale par rapport aux terrains environnants. Kober (1952) se ralliera à cette hypothèse. En revanche, Renz (1940) admet qu'il existe, au sein de sa "Zone de Grèce orientale" en Othrys même, une réapparition (tectonique) des faciès parnassiens. Cette hypothèse, malheureusement non étayée, ne fut pas prise en compte par la suite, dans la mesure où Renz attribuait également à la zone du Parnasse de nombreux affleurements de faciès différents, tels que ceux du Koziakas par exemple.

Après 1950, Marinos et son équipe établissent les cartes à 1/50 000 de l'Othrys (Marinos *et al.*, 1957 à 1967). A cette occasion, Marinos (1956, 1957) affirme l'unicité de la série de l'Othrys, si bien que sur les cartes à 1/50 000 proposées ne figurent que de très rares contacts anormaux correspondant à des failles verticales. Toutefois, Marinos (1957) signale l'existence possible d'un faible métamorphisme d'âge alpin en Othrys orientale, confirmant l'observation de Brunn (1956), qui avait également reconnu des marbres mésozoïques dans le massif pélagonien septentrional.

Les synthèses ultérieures (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Dercourt, 1964), fondées sur des analyses stratigraphiques et tectoniques plus élaborées, intéressent plus particulièrement les zones externes et ne concernent qu'assez peu les secteurs métamorphiques des zones internes.

Enfin, les travaux de Godfriaux (1965, 1968) et de Mercier (1966, 1968) montrent que l'ensemble des zones internes a été affecté par des phases tectoniques majeures, d'âge tertiaire, puisque l'Olympe réapparaît en fenêtre sous l'unité pélagonienne (Godfriaux, 1965, 1968) ou plus anciennes, comme c'est le cas dans le Vardar (Mercier, 1966, 1968).

A la suite de ces différents travaux, les massifs de l'Othrys et du Pelion n'occupent pas, dans les synthèses tectoniques, de place privilégiée. Rien de particulier n'est dit sur les séries métamorphiques du Pelion, qui sont encore assimilées à des terrains d'âge anté-mésozoïques par Guernet (1971). Quant à l'Othrys, il s'agirait selon Marinos (1956, 1957), d'une série unique peu affectée par la tectonique, bien que la discordance du Crétacé supérieur y soit notée (Renz, 1927 ; Aubouin, 1959 ; Marinos *et al.*, 1957 à 1967).

A partir de 1970, les divers travaux entrepris conduisent à la mise en évidence d'unités tectoniques majeures mises en place au cours des phases tectoniques tertiaires, mais aussi au cours de phases plus anciennes anté-Crétacé supérieur, tant dans les massifs de l'Othrys et du Chalkodonio (Ferrière, 1972, 1973, 1974 b, 1977, 1979 a ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975 ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980) que dans ceux du Pelion et de Velanidia (Ferrière, 1976 a, b, c, 1978, 1979 b, 1980 ; Wallbrecher, 1976, 1979 ; Katsikatsos *et al.*, 1980).

A ce propos, il faut noter que la mise en évidence d'unités tectoniques précoces (notamment en Othrys et dans le Pelion) liée à l'interprétation "moderne" des assemblages ophiolitiques assimilés à des lambeaux de croûte océanique, a conduit à de nombreux abus. Ainsi, certains auteurs ont assimilé, sans distinction, l'ensemble des schistes métamorphiques surmontant les marbres pélagoniens, à des unités tectoniques mises en place avec les ophiolites, que ce soit dans le Pelion (Wallbrecher, 1976, 1979 ; Davis et Jung, 1978), ou l'axe Ossa-Pelion (Katsikatsos, 1980), alors que parmi ces formations métamorphiques existent notamment des niveaux schisteux (du Malm ?) surmontant normalement les niveaux carbonatés triasico-jurassiques pélagoniens et parfois même des terrains crétacés transgressifs.

II. PLAN ADOPTÉ ET BUTS DE L'ÉTUDE

La nature même des terrains étudiés conduit à des résultats d'ordre différent selon les secteurs considérés. Ainsi, l'analyse des terrains sédimentaires apporte des indications sur la chronologie des événements tectoniques, mais les caractéristiques de chacune des phases sont parfois difficiles à établir. En revanche, l'analyse des terrains métamorphiques livre de nombreux renseignements d'ordre géométrique, mais l'âge des événements impliqués et le sens des déversements restent souvent très hypothétiques. Enfin, s'agissant des assemblages ophiolitiques, le problème est encore plus complexe, car leurs particularités structurales n'apparaissent que par rapport à des schémas pré-établis (*cf.* le "Log ophiolitique classique").

De ce fait, je serai amené à distinguer un certain nombre de secteurs aux caractéristiques spécifiques sur le plan des déformations, correspondant successivement à :

- (1) la zone d'affrontement des zones internes et des zones externes, entre le Sperchios et le Kastaniotikos, caractérisée par des structures tertiaires de direction "dinarique" ;
- (2) le massif de l'Othrys, à structures tertiaires "transverses" et tectonique anté-crétacé supérieure fondamentale ;
- (3) le secteur compris entre les plaines d'Almyros, Karditsa-Trikkala et Larissa, centré sur les massifs du Chalkodonio et de Mikro Vounon, à tectonique tertiaire "transverse", accompagnée de schistosité, et tectonique précoce (paléohellénique) synmétamorphique ;
- (4) le massif métamorphique de Velanidia, caractérisé par des unités (probablement) mises en place au cours des phases paléohelléniques, et la fenêtre tertiaire de Dimini ;
- (5) le massif métamorphique du Pelion, possédant à sa base l'épaisse formation des "schistes bleus de Makrinitza" dont la signification n'est pas encore totalement élucidée (base normale des marbres pélagoniens ou fenêtre de type "schistes bleus") ;
- (6) le massif métamorphique du Pelion-Sud, séparé du précédent par des accidents subverticaux (décrochants ?), qui rappelle par ses structures le massif de Velanidia.

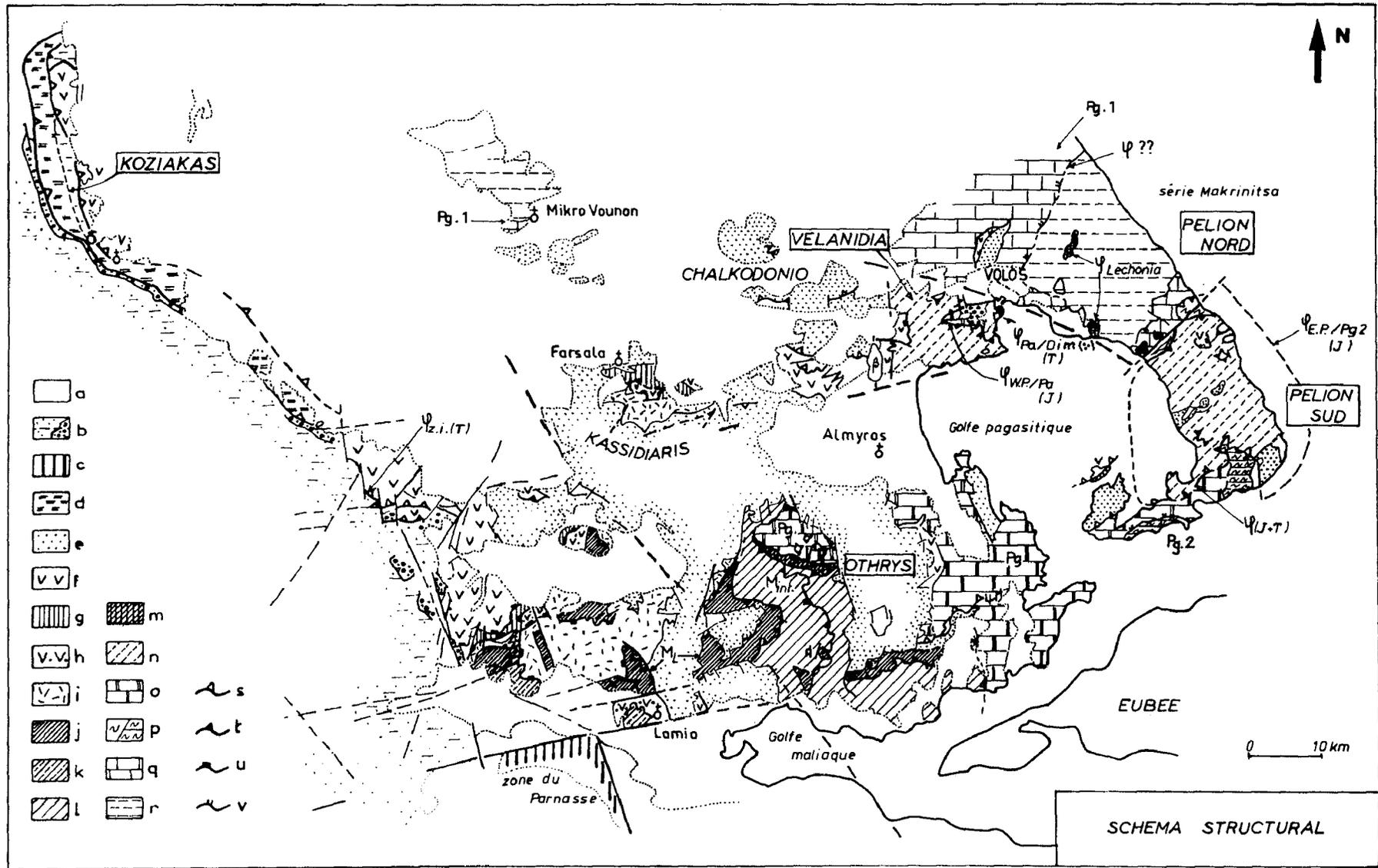
Afin de mieux cerner la signification des différentes structures observées dans chacun des secteurs considérés vis-à-vis de la totalité du domaine étudié, une vue d'ensemble, correspondant

à un commentaire succinct du schéma structural de ce domaine, sera proposée en introduction du chapitre consacré à la tectonique.

En ce qui concerne les événements métamorphiques (cf. 3e partie pour les descriptions pétrographiques), l'exposé ne portera que sur les relations existant entre les associations minéralogiques et les structures tectoniques.

En résumé, les points les plus importants qui seront abordés sont la description et la genèse du dispositif structural anté-crétacé supérieur (période orogénique paléohellénique) avec ses unités ophiolitiques et sédimentaires, métamorphiques ou non, d'une part, et pour les phases tectoniques tertiaires, les significations de la tectonique "transverse", fondamentale dans le secteur étudié, de la "Fenêtre de Dimini" et de l'éventuelle "Fenêtre de Makrinitsa".

Outre ces caractéristiques, liées surtout à la tectonique tangentielle, il faut également signaler l'importance des accidents subverticaux souvent décrochants qui limitent des blocs dont la reconnaissance a des conséquences capitales sur l'interprétation des structures tangentielles (cf. le problème de la transversale du Sperchios par rapport à la tectonique tangentielle précoce dite paléohellénique, ou celui de l'interprétation de la série de Makrinitsa).



DISPOSITIF STRUCTURAL D'ENSEMBLE

I. UNITES TECTONIQUES LIMITEES PAR DES CONTACTS TANGENTIELS TERTIAIRES

A. LIMITES ENTRE LES ZONES INTERNES ET EXTERNES.

1. LA LIMITE OCCIDENTALE (OU FRONT) DES ZONES INTERNES.

Ce contact tectonique majeur (fig. 280) lié à des structures de second ordre de direction dinarique (NNW-SSE) sépare les zones internes (au sens de Brunn, 1956), caractérisées par une tectonisation précoce (phases paléohelléniques), des zones externes, qui n'ont pas été atteintes par les effets directs de cette tectonisation (zones "béotienne-Koziakas" et pindique, dans le secteur considéré).

Il s'agit en fait d'un contact complexe, marqué par des écaillages importants, souvent repris par des failles verticales.

Il est à peu près bien défini là où les ophiolites affrontent directement les flyschs tertiaires des zones externes, mais au Nord s'intercalent les écaillures du Koziakas, dont l'appartenance aux zones externes n'est que supposée.

2. PROBLEME DE LA REAPPARITION EN FENETRE DES SERIES EXTERNES, AU SEIN DES ZONES INTERNES.

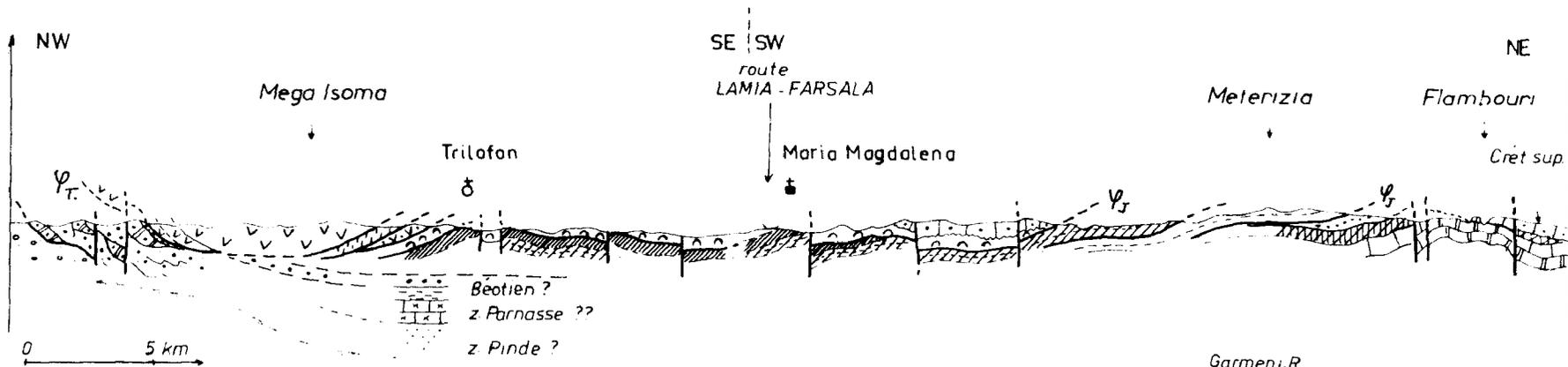
Deux possibilités existent dans le secteur étudié, mais elles me paraissent très improbables (fig. 280 et 281 B et C) :

- la fenêtre de Dimini (massif de Velanidia) : la série de Dimini, qui réapparaît sous des séries nettement métamorphiques, est en partie constituée de formations détritiques d'âge crétacé (probable), ce qui implique l'intervention de phases tectoniques récentes post-crétacées. La série qui affleure dans cette fenêtre me paraît pouvoir être rapprochée des séries pélagoniennes d'Othrys orientale plutôt que des séries d'affinités externes, comme cela a pu être envisagé (Clément *in* Brunn *et al.*, 1979) ;

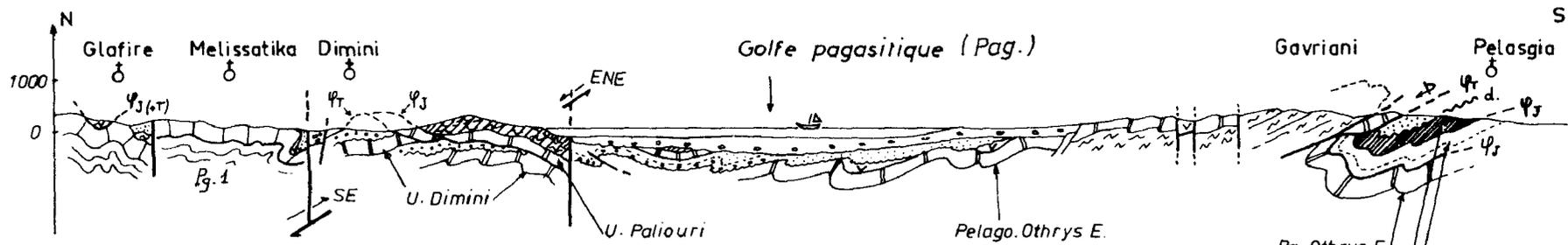
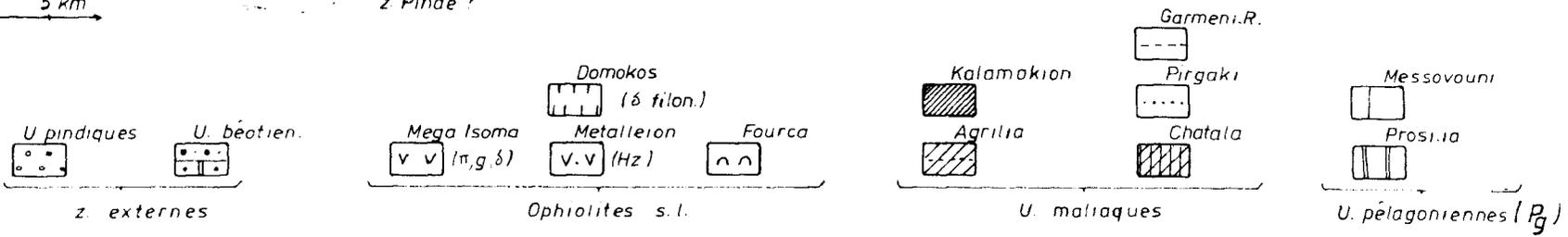
- la série de Makrinitza : l'âge de cette série n'est pas connu. De ce fait, le contact tectonisé qui sépare cette série des marbres pélagoniens sus-jacents pourrait n'être qu'une disharmonie majeure entre deux formations d'une même série pélagonienne. Les phases tectoniques mises en évidence dans ces schistes étant, par ailleurs, comparables à celles que l'on connaît dans les séries métamorphiques des zones internes, l'appartenance de la série de Makrinitza aux zones externes semble peu probable.

Fig. 280. - Schéma structural du secteur étudié.

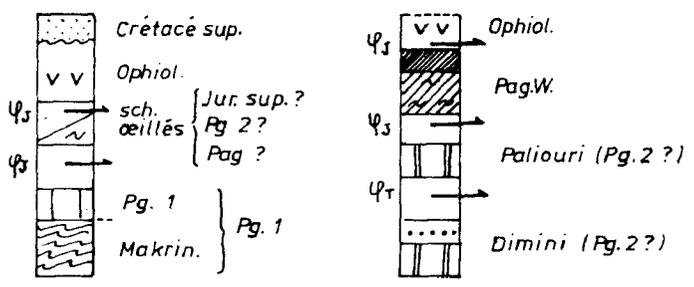
a. plaines récentes. - b. flysch des zones pindique et béotienne (pointillés fins et tirets) ; Crétacé béotien (gros points). - c. zone du Parnasse. - d. écaillures du Koziakas. - e. Crétacé des zones internes. - f à i. Ophiolites. - f. Unités (U.) ophiolitiques non différenciées (surtout péridotites). - g. U. de Domokos ("filonien"). - h. U. de Metalleion (harzburgites), et de Lamia-Ag. Paraskevi. - i. U. de Fourca (pillow-lavas). - j à m. unités maliaques. - j. U. de Loggitsion. - k. U. de Kastri et Profitis Ilias. - l. U. de Garreni-Rachi et de Pirgaki. - m. U. de Chatala. - n. U. pagasitiques (= U. maliaques métamorphiques). - o. U. pélagonienne Pg 2. - p. schistes ocellés du Pelion-Sud d'âge paléozoïque (traits horizontaux) ou non déterminé (Paléozoïque ou Jurassique supérieur). - q. U. pélagonienne Pg 1. - r. série de Makrinitza (fenêtre ou base de Pg 1) et série métamorphique de Mikro-Vounon. - s. à v. Contacts anormaux. - s. Tertiaire. - t. anté-Crétacé supérieur (s + t : contact repris au tertiaire). - U. limitant des unités ophiolitiques. - v. disharmonie ou contact majeur.



(A)



(B)



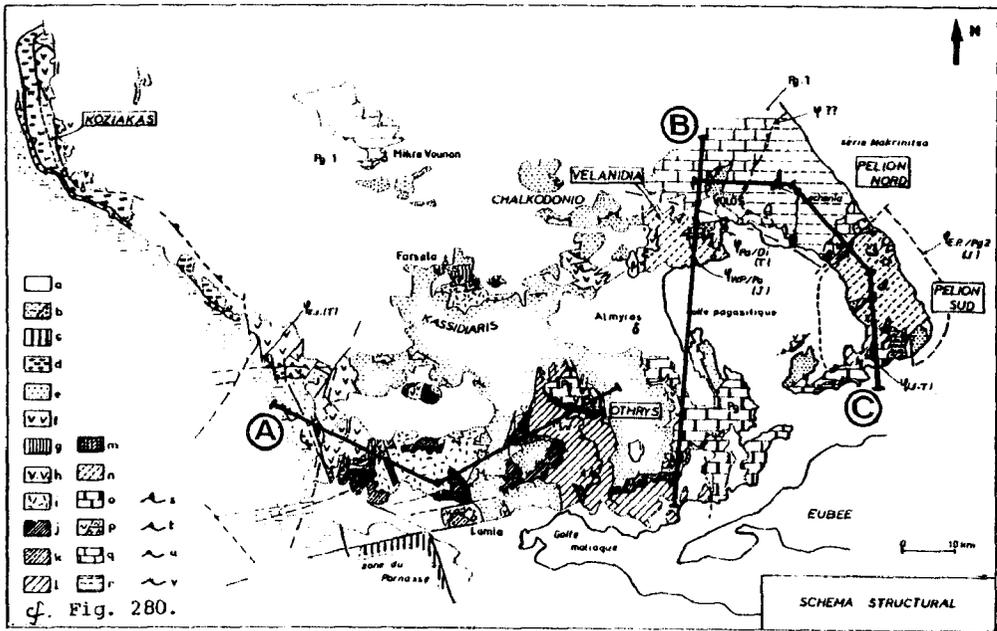
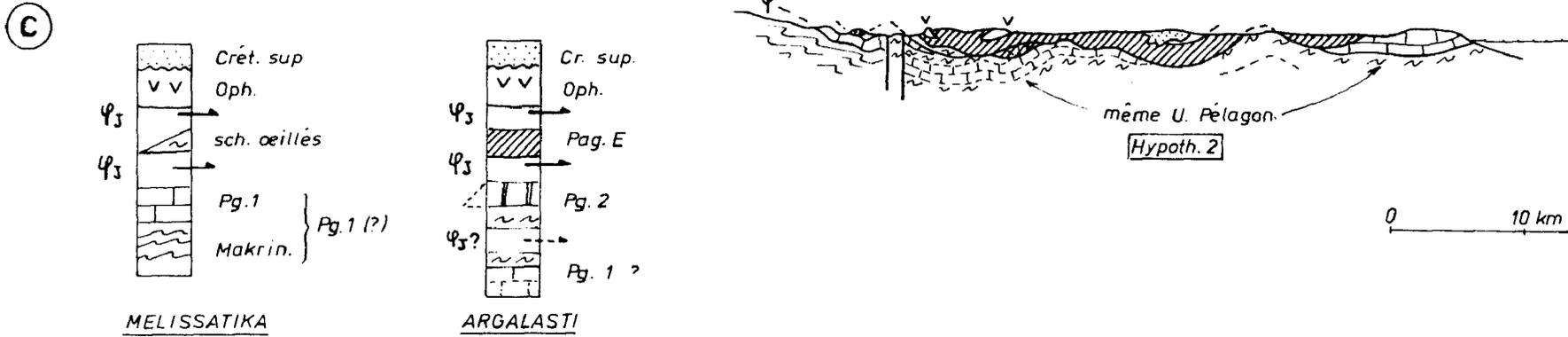
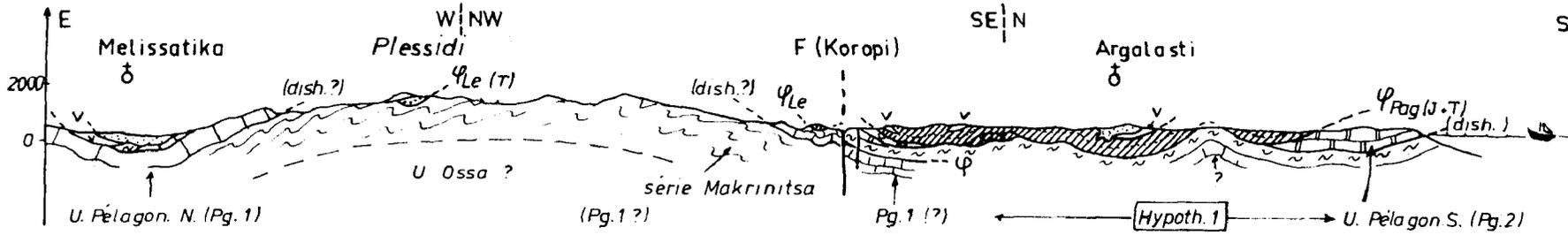


Fig. 281. A, B, C. - Tectonique. Coupes d'ensemble passant par l'Othrys (A), l'Othrys orientale et le Pelion (B), et le Pelion (C).

B. UNITES TECTONIQUES TERTIAIRES DEVELOPPEES AU SEIN DES ZONES INTERNES.

1. LES UNITES TECTONIQUES LES PLUS INTERNES : LIMITE ENTRE PELAGONIEN ET VARDAR (?).

Il s'agit d'un ensemble de klippes, dites "klippes ou Unité de Lechonia" (Ferrière, 1973 a, b), constituées de terrains Crétacé supérieur à semelle de serpentinites reposant soit sur les "schistes de Makrinitza", soit sur leur couverture (stratigraphique ou tectonique ?) de marbres pélagoniens.

Ce dispositif particulier implique des disparitions importantes, soit par érosion, soit par rabotage, puisque l'unité de Lechonia, la plus haute dans le dispositif tectonique tertiaire du Pelion, vient reposer directement sur la série lithologique structurellement la plus basse (série de Makrinista).

Ces unités non métamorphiques, qui peuvent être reliées comme nous le verrons à des unités connues plus au Nord dans le Vermion (Brunn, 1959a) ou -avec moins de certitude- plus au Sud en Eubée (Guernet, 1975), représentent soit la "zone du Vardar", soit la bordure pélagonienne orientale (paléogéographie crétacée).

2. STRUCTURES TECTONIQUES TERTIAIRES AFFECTANT LA COUVERTURE CRETACEE DU DOMAINE PELAGONO-MALIAQUE.

Il s'agit des structures développées aux dépens de la couverture crétacée-paléocène, transgressive et discordante recouvrant les séries triasico-jurassiques pélagoniennes et maliaques.

L'intensité de la déformation et des recristallisations croît du Sud-Ouest au Nord-Est et des unités tectoniques chevauchantes importantes caractérisent l'Othrys orientale, le Chalkodonio et probablement le Pelion.

Les directions structurales sont essentiellement transverses par rapport aux directions dinariques, à savoir d'axe NE-SW à ESE-WNW, et les déversements se font surtout vers le Sud.

3. LA "FENETRE DE DIMINI" (Ferrière, 1976 a).

Cette structure, qui apparaît clairement sur le terrain, résulte très probablement de phases tectoniques d'âge tertiaire (cf. *supra*, paragraphe I). La phase responsable de la superposition tectonique dont témoigne cette fenêtre n'est cependant pas clairement définie : elle peut être contemporaine de la mise en place des unités de Lechonia, de la genèse des "structures transverses" (épisode tardif), ou bien encore résulter d'un "épisode" intermédiaire.

C. LES PHASES TERTIAIRES.

L'analyse des directions structurales révèle fondamentalement la présence de deux ensembles de directions (dinarique : NNW-SSE ; et transverse : NE-SW à ESE-WNW), ce qui semble indiquer la présence de plusieurs phases tertiaires.

Certaines structures de direction proche de N 120 sont postérieures aux structures transverses, mais leurs directions ne sont pas franchement dinariques. J'ai tendance à considérer qu'il s'agit là de variations régionales de directions nées au cours de cette même phase dinarique.

II. UNITES TECTONIQUES ANTE-CRETACE SUPERIEUR LIMITEES PAR DES CONTACTS TANGENTIELS

A. UNITES D'AGE ANTE-CRETACE SUPERIEUR PROUVE : LE MASSIF DE L'OTHRYS.

Ce sont de véritables nappes connues de l'Othrys orientale (secteur de Pelasgia) à l'Othrys occidentale, jusqu'au front des zones internes (Ferrière, 1972, 1974 b ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975).

Parmi ces unités, on peut distinguer en Othrys, de haut en bas (fig. 280) :

- des unités ophiolitiques ;
- des unités maliaques : cinq unités principales ;
- des unités pélagoniennes : deux unités reconnues en Othrys centrale.

B. UNITES D'AGE ANTE-CRETACE SUPERIEUR INCERTAIN : LES MASSIFS METAMORPHIQUES DU PELION ET DE VELANIDIA.

Ce sont des unités constituées de terrains métamorphiques appartenant aux massifs du Pelion et de Velanidia, dont les séries peuvent être rapprochées des séries maliaques et pélagoniennes typiques.

1. LES UNITES METAMORPHIQUES D'AFFINITES MALIAQUES.

a. UNITE PAGASITIQUE OCCIDENTALE (Ferrière, 1976 a, 1979).

Cette unité du massif de Velanidia, qui présente une grande variabilité au niveau de ses faciès calcaro-schisteux (Trias-Jurassique p.p.), surmonte les séries de Dimini et de Paliouri (fig. 181 B). Au Nord de Nea-Anchialos, des corps de serpentinites intercalés dans la série perturbent le dispositif structural : ils pourraient témoigner de la présence d'une unité tectonique anté-crétacée supplémentaire (ou de plis couchés) dans ce secteur.

b. UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE (Ferrière, 1978, 1979 b).

Sa partie la plus méridionale correspond à la "nappe éohellénique" de Wallbrecher (1976). Ses limites avec les unités sous-jacentes pélagoniennes sont mal définies, mais la découverte de Conodontes (Ferrière, 1978, 1979 b) donne une crédibilité certaine à cette interprétation.

2. LES UNITES METAMORPHIQUES D'AFFINITES PELAGONIENNES.

a. UNITE DE PALIOURI (Ferrière, 1978, 1979).

Son existence en tant qu'unité tectonique indépendante n'est pas prouvée avec certitude du fait de l'absence de fossiles dans ces terrains métamorphiques. Elle est limitée à sa base par un contact tertiaire net et à son sommet par un contact anté-crétacé supérieur probable, qui la séparent respectivement de l'unité de Dimini et de l'unité pagasitique occidentale (fig. 280 et 281 B).

b. SERIE DU SAKINIKO (Unité Pg 2).

Cette série pélagonienne du Pelion méridional, surmontée par l'unité pagasitique orientale, pourrait constituer le prolongement vers le Sud des séries pélagoniennes du Pelion central et septentrional.

Cependant, il est possible de considérer qu'il s'agit là d'un ensemble pélagonien indépendant (Pg 2) appartenant à une unité tectonique anté-Crétacé supérieur, dont la partie septentrionale aurait pu recouvrir en partie les séries pélagoniennes du Pelion central (Pg 1). Seuls subsisteraient au Nord les schistes ocellés constituant normalement la base de cette unité pélagonienne Pg 2 (Ferrière, 1982).

C. LES PHASES ANTE-CRETACE SUPERIEUR (PALEOHELLENIQUES).

La cohérence d'ensemble du dispositif structural paléohellénique, là où les effets des phases tertiaires ne sont pas trop importants, conduit à envisager à priori que ce dispositif est le résultat d'une phase unique. L'existence de plusieurs phases dans des secteurs plus septentrionaux (Vergely, 1976) doit cependant inciter à la prudence.

III. LES COMPARTIMENTS LIMITES PAR DES ACCIDENTS MAJEURS SUBVERTICAUX PARFOIS DECROCHANTS

Les faits rappelés succinctement ci-dessous ont fait récemment l'objet de publications (Wigniolle et Ferrière, 1980, pour l'Iti et l'Othrys ; Ferrière, 1982, pour le Pelion). Il s'agit d'interprétations de linéaments reconnus soit sur des documents obtenus par le satellite Landsat 1 (septembre 1972, canaux 5 et 7), soit directement sur le terrain (+).

Si ces documents sont utiles pour situer les grands accidents, seules les observations de terrain m'ont permis, dans le cas considéré, de définir s'il s'agissait d'accidents à rejet principal vertical ou horizontal et de déterminer à quelle époque ces accidents avaient joué... dans la mesure où cela s'est avéré possible.

Naturellement, pour aborder ce type d'étude il est fondamental de distinguer les failles récentes plio-quaternaires des failles décrochantes ou à rejet vertical anciennes, ayant rejoué lors des différentes phases tectoniques.

A. LES PRINCIPAUX LINEAMENTS OU ACCIDENTS VERTICAUX DU SECTEUR ETUDIE.

Les accidents ou linéaments décrits ci-dessous délimitent des blocs relativement homogènes et géologiquement différents les uns des autres (fig. 282 et 283).

Certaines de ces structures (F k., F k.s., F s p. et F a s.) sont observables à la fois sur le terrain et les clichés Landsat (septembre 1972, canaux 5 et 7), mais d'autres n'ont pu être reconnues que sur les clichés (F s.d.) ou sur le terrain (F v. et F a.m.).

Les propositions faites dans ce paragraphe devront être testées en appliquant des méthodes plus sophistiquées, telles que celles utilisées par Lyberis et al. (1981) pour la transversale du Kastaniotikos.

(+) Je tiens à remercier M. Levêque et les membres de son laboratoire, et plus particulièrement Wigniolle (Université de Bordeaux), qui m'ont permis d'obtenir les documents Landsat. Par ailleurs, si j'ai pu avoir accès à une partie des photographies aériennes de l'I. G. M. E., relatives au massif de l'Othrys, je n'ai pu consulter celles qui concernent le massif du Pelion-Velanidia.

Fig. 283. - Interprétation du document précédent. Compartiments limités par les linéaments majeurs.

Numéros 1 à 5 : voir texte.

Les sens de décrochements reportés sont en partie hypothétiques, sauf pour le Pelion. Les décalages observés sont en fait la résultante de mouvements d'âges différents le long d'un même accident.

F k. Failles de Koropi. - F v. "Axe" Volos-Velestinon. - F a.m. failles Ag. Georgios-Mikrothive. - F k.s. failles des Kassidiaris-Sud. - F s.d. failles Styliis-Domokos. - F sp. 1 à 4. Failles du Sperchios. - F as. 1 et 2. failles d'Asvestis.

1. LES LINEAMENTS NEA-ANCHIALOS-KASSIDIARIS SUD (K.S.)-ANO KTIMENI (F k.s.).

Il s'agit d'un linéament important par sa longueur (80 km environ), dont la réalité géologique est difficile à cerner du fait de l'hétérogénéité des structures de détail associées à cette "zone" subrectiligne, étroite, de direction ENE-WSW (F k.s., fig. 282 et 283).

La partie orientale de ce linéament correspond à la bordure septentrionale de la plaine d'Almyros et du golfe pagasitique adjacent. Sa partie moyenne se place au niveau de la "flexure" séparant les calcaires crétacés des Kassidiaris du synclinal de flysch maestrichtien-paléocène qui isole l'Othrys des Kassidiaris. Son prolongement vers l'Ouest est plus incertain, car un autre linéament de direction NW-SE (F s.d.) recoupe celui des Kassidiaris-Sud (F k.s.) près de Domokos. Cependant, le décalage senestre du front des zones internes près d'Ano Ktimeni, et le chevauchement vers le Sud de serpentinites sur le flysch de Domokos (Courtin, 1979), plaident en faveur de la continuité de ce linéament jusqu'au front ophiolitique des zones internes.

D'un point de vue global, les compartiments situés au Nord de ce linéament occupent une position structurale élevée par rapport aux compartiments méridionaux. Le développement de la plaine de Karditsa-Trikkala au Nord du linéament paraît inverser ce dispositif vers l'Ouest ; cependant, cela n'a peut-être qu'une signification secondaire car le linéament lui-même est marqué par des chevauchements vers le Sud, des unités septentrionales (péridotites en général) sur les séries méridionales (flysch) dans ce même secteur.

La présence de la fenêtre de Dimini, réapparition probable du compartiment méridional sous le compartiment septentrional, confirme l'importance de ces recouvrements vers le Sud ou le Sud-Ouest. La préservation du caractère linéaire de cette limite (F k.s.), apparemment affectée par les phases tangentielles, est cependant difficile à expliquer ; sauf si un accident récent se superpose au linéament F k.s., à l'Est de Mikrothive.

Si les jeux post-paléocènes sont évidents, l'existence du linéament F k.s. avant le Crétacé supérieur n'est pas démontrée.

2. LES ACCIDENTS ET LINEAMENTS SITUES AUX LIMITES DE L'OTHRYS OCCIDENTALE.

a. LE LINEAMENT STYLIS-DOMOKOS (F s.d.).

Ce linéament, de direction NW-SE, est relativement bien visible sur les clichés Landsat (canal 5 surtout), mais n'apparaît pas clairement sur le terrain, notamment entre Stylis au Sud et la rivière Dramalis au Nord. Il recoupe le linéament précédent (F k.s.) dans le secteur de Domokos (fig. 282).

Les séries pélagoniennes et les séries maliaques intermédiaires (Chatala, Garmeni Rachi) affleurent uniquement du côté oriental de ce linéament, alors qu'à l'Ouest existent surtout des séries maliaques de type Loggitsion et les unités ophiolitiques.

Age : jeux tertiaires certains, anté-Crétacé supérieur probables.

b. LES ACCIDENTS SITUES EN BORDURE DU SPERCHIOS (F sp.).

Il s'agit d'un ensemble d'accidents verticaux de direction ENE-WSW, reconnaissables sur le terrain et surtout sur les clichés Landsat. Ces trois (ou quatre) accidents isolent des petits compartiments géologiquement homogènes, correspondant aux blocs suivants (fig. 282 et 283) :

- Profitis Ilias-Agios Paraskevi, près de Lamia (séries maliaques particulières et péridotites) entre F sp. 1 et F sp. 2 ;
- Agrilia-Ligaria (séries de type Loggitsion) entre F sp. 2 et F sp. 3 ;
- Kastri entre F sp. 3 et F sp. 4 (?).

Ces différents accidents butent vers l'Est sur le linéament Stylis-Domokos, mais vers l'Ouest, certains traversent le Sperchios et affectent les séries parnassiennes.

Age : jeux post-paléocènes certains, anté-Crétacé supérieur probables.

c. LES ACCIDENTS NNW-SSE, A LA LIMITE DES ZONES INTERNES ET EXTERNES (F as. 1 et 2).

Ces accidents, visibles près d'Asvestis (F as.), masquent en partie le caractère tangentiel du contact entre zones internes et externes sur la bordure occidentale de l'Othrys.

Leur signification semble moins fondamentale que celle des autres accidents et linéaments décrits dans ce paragraphe.

Age : jeux post-paléocènes certains.

3. LES ACCIDENTS ET LINEAMENTS DU SECTEUR ORIENTAL (MASSIFS DU PELION ET DE VELANIDIA).

a. L'ACCIDENT DE KOROPI (F k.) DANS LE PELION CENTRAL.

Cet accident, de direction NE-SW, sépare la presqu'île de Magnésie en deux ensembles topographiquement et géologiquement distincts : le haut-massif, ou Pelion septentrional, avec notamment la "série de Makrinitza", au Nord-Ouest ; le Pelion méridional comprenant une série pélagonienne à soubassement de schistes ocellés (paléozoïques) et l'unité pagasitique orientale. Il s'agirait principalement d'un accident décrochant à jeu senestre (F k., fig. 283) et vertical.

Sur le terrain, l'accident de Koropi est surtout visible à l'Ouest de la presqu'île, alors que sa partie orientale ne se reconnaît bien que sur les clichés Landsat (canal 7), du fait de la présence d'un couvert végétal abondant sur la bordure égéenne de la presqu'île.

Age : jeux post-crétacés certains, anté-Crétacé supérieur probables.

b. L'ACCIDENT VELESTINON-VOLOS-KOROPI (F v.).

Cette zone faillée complexe, de direction WNW-ESE, sépare le massif du Pelion s.s. et ses contreforts occidentaux du massif de Velanidia. Nous verrons (*cf. infra*, chapitre VII) que cette zone correspond-probablement-à un décrochement dextre.

Il n'est pas impossible que cet accident se poursuive loin vers le Nord-Ouest, au-delà de Velestinon. En revanche, vers le Sud-Est, cet accident est très probablement interrompu par l'accident de Koropi (F k.).

Age : jeux post-flysch (paléocène ?) certains, anté-Crétacé supérieur probables.

c. L'ACCIDENT AGIOS GEORGIOS-MIKROTHIVE (F a.m.).

Cet accident Nord-Sud n'est bien individualisé qu'entre Agios Georgios et Aerinon, dans le coin nord-occidental du massif de Velanidia. Il pourrait se prolonger vers le Sud, au niveau de la coulée basaltique récente de Mikrothive, après un léger décalage dextre, juste au Sud d'Aerinon.

L'accident Agios Georgios-Mikrothive sépare les terrains métamorphiques anté-crétacés du massif de Velanidia à l'Est, des ensembles essentiellement ophiolitiques et crétacés des massifs du Chalkodonio et du Saradsi à l'Ouest. Il s'agit probablement d'un décrochement senestre.

Age : *id°* F v.

4. AUTRES ACCIDENTS OU LINEAMENTS IMPORTANTS.

Les différences géologiques majeures observées entre le secteur de Farsala et le secteur de Mikro Vounon, notamment au niveau des terrains anté-crétacés, laissent penser qu'un accident important (tangentiel, ou mieux, décrochant) ayant joué dès les phases paléohelléniques a dû séparer ces deux secteurs.

La présence de plaines remplies d'alluvions récentes ne permet pas de résoudre ce problème, ni sur le terrain, ni par l'analyse des clichés-satellite de qualité médiocre dans ce secteur.

Enfin, il ne faut pas oublier les accidents présents dans la mer Egée, dont les jeux actuels sont surtout en extension (Lybérís *et al.*, 1982), mais dont certains ont probablement joué antérieurement en décrochement (fig. 283).

B. NATURE DES BLOCS LIMITES PAR LES ACCIDENTS ET LINEAMENTS PRECEDEMMENT DEFINIS.

Les principaux blocs que l'on peut définir de par l'observation des structures précédemment décrites peuvent être subdivisés en blocs majeurs et en "sous-blocs", ou blocs de second ordre (fig. 283).

1. LES BLOCS MAJEURS.

a. LE BLOC D'OTHRYNS ORIENTALE ET CENTRALE (3, fig. 283).

Il est limité par les failles F s.d., à l'Ouest, et F k.s., au Nord. Vers l'Est, ses limites sont incertaines, mais le bloc du Pelion méridional (2a) devait être, en partie au moins, solidaire de ce bloc d'Othrys orientale et centrale au cours des différentes phases tectoniques. On peut toutefois envisager une certaine indépendance au niveau de failles telles que celles qui limitent actuellement la dépression marine entre Trikkeri et l'Othrys, par exemple.

b. LE BLOC D'OTHRYNS OCCIDENTALE (4a, fig. 283).

Il a la forme d'un losange dont les côtés sont représentés par quatre accidents ou linéaments majeurs : F s.d. à l'Est, F k.s. au Nord, F sp. (2 à 4) au Sud et F as. (1 et 2) à l'Ouest. Les péridotites occupent la moitié de la surface de ce losange.

c. LE BLOC DU PELION SEPTENTRIONAL (1, fig. 283).

Les failles F v. et F k. constituent respectivement ses bordures sud-occidentale et sud-orientale. Sa limite égéenne correspond très probablement à un grand accident parallèle à la côte (direction NNW-SSE), rejoignant au Sud un accident de direction NE-SW, parallèle à Alonissos. Ces failles, actuellement en extension, pourraient correspondre à d'anciens décrochements, dextre pour celui de direction NNW-SSE par exemple.

2. LES BLOCS DE PETITE DIMENSION.

Parmi ces blocs, on peut citer :

- le bloc de Velanidia (2b, fig. 283), dont les limites sont F v., F a.m. et F k.s. ;
- le bloc du Pelion méridional (2a, fig. 283), séparé du bloc du Pelion septentrional par la faille de Koropi (F k.). Il est peut-être lié pour partie au bloc d'Othrys centrale-orientale (3), mais présente aussi des affinités avec le précédent (2b) ;
- les blocs (4b, fig. 283) situés en bordure du Sperchios et qui forment la limite méridionale du bloc d'Othrys occidentale, avec : le bloc de Profitis Ilias-Agios Paraskevi (F sp. 1-2), le bloc d'Agrilia (F sp. 2-3) et le bloc de Kastri (F sp. 3-4 ?) peut-être recouvert en partie par la nappe de Fourca.

3. LES BLOCS IMPORTANTS MAL DEFINIS.

En dehors du sous-bloc de Velanidia, les compartiments situés au Nord de l'axe Nea-Anchialos-Kassidiaris Sud-Ktimeni (F k.s.) sont assez mal définis du fait de la présence de nombreuses plaines récentes.

Deux ensembles paraissent pouvoir être définis dans ce secteur :

- le bloc de Farsala (2c), dont les limites seraient : F k.s. au Sud, F s.d. à l'Ouest, et peut-être le prolongement vers l'Ouest de F v. au Nord. Il est coïncé à l'Est entre les deux blocs majeurs d'Othrys centrale-orientale et du Pelion septentrional (1 et 3, fig. 283) ;

- le compartiment affaissé de Kedros-Karditsa (5, fig. 283), occupé par la grande plaine de Karditsa-Trikkala qui forme la bordure septentrionale du bloc d'Othrys occidentale (4a) et est limitée par F k.s. au Sud, F s.d. à l'Est et le front des zones internes à l'Ouest.

C. AGE ET NATURE DES MOUVEMENTS SUBIS PAR CES BLOCS.

Ces problèmes seront abordés plus en détail dans la suite de l'exposé et dans les conclusions de la quatrième partie (Tectonique) ; cependant, on peut retenir les faits suivants :

1. AGE DES MOUVEMENTS.

Tous les blocs ont subi des déplacements lors des phases tertiaires, puisque les séries crétaées-paléocènes les ont enregistrés.

Certains des accidents ou linéaments séparent des domaines dont les terrains anté-crétacés sont très dissemblables alors que leurs couvertures crétaées présentent des faciès comparables : cela permet d'évoquer la présence de certains de ces accidents dès les phases paléohelléniques.

C'est le cas notamment pour les accidents qui limitent les blocs du Pelion septentrional de ceux de Velanidia ou du Pelion méridional (F v. et F k.) ou de certains accidents situés en bordure du Sperchios (F sp.).

Ce pourrait être également le cas pour le linéament Stylis-Domokos (F s.d.) dont les effets sont peu marqués sur le terrain, mais qui limite malgré tout le domaine d'affleurement des séries triasico-jurassiques pélagoniennes et des séries maliaques intermédiaires de même âge, en Othrys centrale.

2. NATURE DES MOUVEMENTS.

Le détail des mouvements déduits de l'analyse des différents accidents sera exposé ultérieurement.

Il semblerait que l'on ait un réseau à peu près cohérent de décrochements tertiaires, développé pour partie aux dépens d'accidents préexistants.

Les sens de déplacement probables le long de ces accidents (fig. 283) seraient en accord avec l'existence de grands cisaillements dextres le long des accidents NNW-SSE (F égée), induisant des contraintes en compression subméridiennes (la contrainte principale serait ici plus ou moins "bissectrice" des angles obtus des blocs précédemment définis).

Le problème est cependant complexe car il s'agit ici d'un dispositif polyphasé.

Les diverses hypothèses relatives à la genèse et la dynamique de ce réseau de décrochements (prouvés ou supposés) seront discutées par la suite. Malheureusement, la plupart des incertitudes ne pourront être levées, pour diverses raisons :

- les âges des accidents n'ont pu être déterminés dans tous les cas ;
- les mesures de stries sur les plans de failles associées aux zones décrochantes manquent (difficultés d'observation dans la plupart des cas, accidents visibles uniquement sur clichés Landsat, découvertes récentes de certains accidents, etc...).

En résumé, si les faits exposés précédemment sont exacts, il apparaît que :

- les blocs du Pelion-Sud (2a) et de Velanidia (2b), proches à l'origine, ont été séparés et éloignés par le rapprochement des blocs du Pelion-Nord (1) et d'Othrys centrale-orientale (3).

Il est possible que les mouvements chevauchants ayant entraîné la superposition des unités correspondant à la fenêtre de Dimini (le compartiment 2b recouvrant le compartiment 3) se soient transformés en mouvement dextre le long des failles F v., après blocage dû au contact des blocs 1 et 3 ;

- des coulissages horizontaux se sont probablement produits parallèlement à l'allongement des zones isopiques, puisque l'une des familles d'accidents décrochants est caractérisée

par des directions NNW-SSE, subparallèles aux zones isopiques mésozoïques. Certains des accidents transverses semblent avoir limité ces mouvements (cas des failles F sp., par exemple, qui forment la bordure des affleurements parmassiens visibles) ;

- les coulissages majeurs sont en accord avec une remontée du bloc apulien vers le NNW, le long des accidents NNW-SSE, par rapport aux ensembles situés plus à l'Est (Aubouin, 1960 ; Brunn, 1960 a, 1961)

DOMAINE D'AFFRONTEMENT DES ZONES INTERNES ET EXTERNES

TECTONIQUE TERTIAIRE DE DIRECTION DINARIQUE

I. GENERALITES

Ce domaine correspond à une bande étroite de direction NW-SE ou localement NNW-SSE, longue d'une centaine de kilomètres entre les villages de Grammeni-Archanion près du Sperchios, au Sud, et la ville de Kalambaka, près des Météores au Nord.

Je n'ai pas étudié en détail la totalité de ce domaine et me suis intéressé plus particulièrement aux deux extrémités, à savoir : le secteur compris entre Dereli (Perivoli) et Archanion, au Sud (Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976) et la partie septentrionale du massif du Koziakas, au Nord (Ferrière, 1974 c). J'ai, par ailleurs, analysé succinctement les rapports entre ophiolites et séries du Koziakas au niveau de Dafnospilia (Ferrière, 1976 d). J'emprunterai une partie des résultats à Jaeger (1979) qui a étudié le secteur centré sur les cluses de Pili et de Mouzaki ainsi qu'à Courtin (1979) qui a repris l'étude du secteur compris entre Dafnospilia et Archanion.

Le premier travail précis, fondé sur une analyse stratigraphique et structurale détaillée des affleurements, est dû à Aubouin (1959) qui a montré que ce secteur d'affrontement des zones internes et externes était constitué d'un ensemble d'unités se chevauchant mutuellement vers l'extérieur, avec d'Est en Ouest :

- (1) la nappe des zones internes, représentée principalement à l'Ouest par les ophiolites ;
- (2) les écailles ultra-pindiques dont celles du Koziakas ;
- (3) les unités pindiques.

Cet auteur s'opposait ainsi aux hypothèses de Renz (1930, 1940) qui considérait que la partie orientale du Koziakas représentait un témoin de la "nappe du Parnasse-Kiona" ainsi qu'à celles de Blumenthal (1931), qui reprenait en partie les interprétations de Renz. Aubouin (*op. cit.*) a en outre signalé que ces écailles étaient cachetées au Nord par l'Oligocène, et proposé des solutions au problème de la disparition des unités du Koziakas au Nord (transversale du Kastaniotikos) et au Sud (près de Dafnospilia) en admettant des débordements des nappes (tertiaires) ophiolitiques au-dessus de ces unités ultrapindiques.

Les travaux plus récents ont apporté des précisions tant sur le plan paléogéographique que structural, en fonction de la découverte du "flysch tithonique-éocrétaqué" dit béotien à l'avant de la nappe des zones internes (Koch et Nicolaus, 1969 ; Ferrière *in* Celet *et al.*, 1976 ; Aubouin et Bonneau, 1977 ; Courtin, 1977, 1979 ; Jaeger et Chotin, 1978 a, b ; Jaeger, 1979, 1980 ; Celet *et al.*, 1978 ; Papanikolaou et Sideris, 1979).

Parmi les résultats et interprétations issus de ces travaux, on peut retenir :

- l'attribution des formations Crétacé supérieur, de type Thimiama, à la zone du "flysch tithonique-éocrétaqué béotien" (Courtin, 1977, 1979 ; Jaeger et Chotin, 1978 a, b) ;

- l'assimilation des séries triasico-jurassiques de type Koziakas au soubassement des "séries béotiennes" sur des arguments structuraux peut-être insuffisants (Papanikolaou et Sideris, 1979) ou sur des arguments stratigraphiques plus intéressants (Jaeger, 1979, 1980) mais qui mériteraient toutefois confirmation (+).

Cette dernière hypothèse est intéressante car elle implique l'existence d'une diverticulation majeure au sein de la série "ultra-pindique-béotienne", comme l'avait d'ailleurs envisagé Aubouin (1959).

Pour ma part, la mise en évidence de l'âge triasico-jurassique de "la série du Koziakas" m'avait amené à envisager différentes attributions paléogéographiques pour cette série qui aurait appartenu : "à la zone ultra-pindique telle que l'a définie Aubouin, ou même éventuellement au domaine des flyschs d'âge tithonique-éocrétaqué (flyschs béotiens), ou bien encore à la zone ophiolitique subpélagonienne" (Ferrière, 1974 c). Le fait que le bassin maliaque ait pu représenter -comme cela était également envisageable pour le Koziakas- la marge occidentale de la plateforme pélagonienne tectonisée précocement au Trias-Jurassique, m'avait conduit à privilégier la dernière hypothèse (Celet et Ferrière, 1978 ; Celet *et al.*, 1978) et ce d'autant plus que les ophiolites reposent toujours sur les radiolarites du Malm (Crétacé basal ?) dans les unités du Koziakas. La découverte par Jaeger (1979, 1980) de brèches du Crétacé inférieur (présence de Calpionelles remaniées) possédant un faciès connu dans les séries à flysch béotien rend évidemment caduque cette interprétation.

II. VUE D'ENSEMBLE SUR LE DOMAINE D'AFFRONTMENT DES ZONES INTERNES ET EXTERNES

A. LES DEUX DISPOSITIFS MAJEURS.

Le dispositif structural d'ensemble est conforme au schéma évoqué ci-dessus (Aubouin, 1959). Deux secteurs s'opposent au sein de l'ensemble considéré, situé entre les transversales du Sperchios et du Kastaniotikos (fig. 284) :

- un ensemble méridional (Othrys occidentale et massif du Katachloron) où les ophiolites affrontent directement les séries externes, et notamment le flysch sommital maestrichtien-paléocène, associé ici à la série béotienne.

De nombreuses failles verticales affectent cette région et le véritable front chevauchant des zones internes est souvent difficile à observer ;

- un ensemble septentrional, entre Dafnosplilia au Sud et Koromilia au Nord, comprenant notamment le massif du Koziakas (Kerketton). Le dispositif structural est caractérisé par la présence d'écailles, à série de type Koziakas, coincées entre des unités ophiolitiques orientales et les "écailles béotiennes" à l'Ouest.

Les directions structurales sont ici régulières mais évoluent sensiblement du NNW-SSE au NW-SE et même au WNW-ESE (près de Mouzaki) en allant du Nord vers le Sud. Cette régularité des directions est un indice en faveur d'une absence de polyphasage tectonique de ces séries (en dehors des "rétrocharriages", cf. *infra*) et donc de leur attribution aux zones externes.

B. LES "LIMITES" DES DISPOSITIFS PRINCIPAUX.

A l'extrémité Sud, le front des zones internes bute sur la "transversale du Sperchios". On le retrouve au Sud, au dos des unités parnassiennes, mais aussi sous la forme de Klippes reposant sur les séries béotiennes et parnassiennes d'Iti (Celet, 1962 ; Wigniolle, 1977). Le problème de la présence ou de l'absence de la zone du Parnasse au Nord du Sperchios sera évoqué ultérieurement (cf. conclusions de la 4e partie, chapitre IX).

(+) Je n'ai pu moi-même retrouver les fossiles Crétacé inférieur signalés par Jaeger, mais les faciès que j'ai pu observer sont suffisamment riches en galets éruptifs pour que l'on puisse penser qu'il s'agit effectivement de niveaux syn- ou post-ophiolitiques. Cependant, ces niveaux sont extrêmement riches en *Protopeneroplis striata* Weynschenk qui, théoriquement, ne franchit pas la limite Jurassique-Crétacé (Bassoullet et Fourcade, 1979).

A l'extrémité septentrionale, au Nord de la "transversale du Kastaniotikos", les ophiolites débordent les écailles du Koziakas et forment la nappe ophiolitique du Pinde septentrional qui repose principalement sur le flysch pindique (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959). Le problème n'est cependant pas simple. En effet, à l'extrémité septentrionale du massif du Koziakas, les séries de type Koziakas affleurent sur une grande largeur et des écailles orientales supplémentaires paraissent ressortir sous les ophiolites, à l'Est de Koromilia et de Kalo-Nero. En revanche, les écailles ne semblent pas plonger par simples flexures sous la "nappe ophiolitique du Pinde septentrional". Lyberis *et al.* (1981) ont montré qu'il y avait bien là une structure transverse ancienne, comme l'avaient envisagé Aubouin et Dercourt (1975).

Le secteur de Dafnospilia, qui correspond à la zone de contact entre les ensembles méridionaux et septentrionaux, est caractérisé par un dispositif structural quelque peu surprenant dans la mesure où les unités de type Koziakas semblent chevaucher, à l'Est de Dafnospilia (colline du Jerakovouni), une unité péridotitique et/ou un complexe chaotique (Ferrière, 1976 d et Courtin, 1977, 1979). Cependant, à ce niveau, les directions structurales sont plus ou moins Est-Ouest, il est possible qu'un accident ait décalé légèrement les structures tangentielles et qu'une compression contemporaine ou ultérieure ait entraîné la réalisation de ce dispositif particulier, inverse par rapport aux relations observées sur la transversale du Koziakas.

C. REMARQUES.

Pour terminer cet aperçu global, deux remarques supplémentaires me paraissent utiles à la compréhension du dispositif structural :

- les écailles du massif du Koziakas sont affectées par un "rétrocharriage" (Aubouin, 1959) qui accentue très certainement le caractère "en retrait" des unités ophiolitiques par rapport aux écailles du Koziakas ;

- le front ophiolitique (zones internes) est plus proche des écailles pindiques sur la transversale du Koziakas, malgré la présence de celui-ci, qu'au niveau de la transversale méridionale (Othrys occidentale) où un vaste domaine de flysch maestrichtien-paléocène, béotien et pindique, sépare ce front des zones internes des écailles pindiques elles-mêmes, qui ont ici une direction subméridienne. Cette observation conduit à admettre que, si le front des zones internes a été peu modifié par l'érosion, les ophiolites d'Othrys occidentale, qui ont peut-être débordées les unités de type Koziakas, sont en revanche allées moins loin que les ophiolites septentrionales de Mouzaki-Pili-Vitouma par rapport aux axes structuraux majeurs des écailles du Pinde (fig. 284 - encadré).

III. LES STRUCTURES DU SECTEUR MERIDIONAL

A. GEOMETRIE DES STRUCTURES : DIFFERENTES UNITES.

Je n'ai étudié, pour ma part, que les secteurs de Dereli-Archanion et plus succinctement de Dafnospilia, mais la cartographie de détail de l'essentiel de la zone considérée a été effectuée par Courtin (1979).

La carte (fig. 284) montre clairement l'importance des failles verticales qui affectent le secteur et permet de constater l'irrégularité du front des zones internes. La coupe de Dereli (Perivoli), par exemple, met en évidence les structures tangentielles majeures (fig. 284 et 285 D).

1. NATURE DES UNITES DES ZONES INTERNES VENANT AU CONTACT DES ZONES EXTERNES.

Il s'agit principalement d'unités ophiolitiques, plus particulièrement péridotitiques, qui reposent indifféremment sur le flysch sommital ou les formations crétacées des séries béotiennes. A ces unités péridotitiques, sont parfois associées des formations chaotiques qui rappelleraient selon Courtin (1979) le "Volcano-Détritique" du Malm d'Othrys centrale, mais occuperaient des positions différentes : infra, intra ou supra-ophiolitiques.

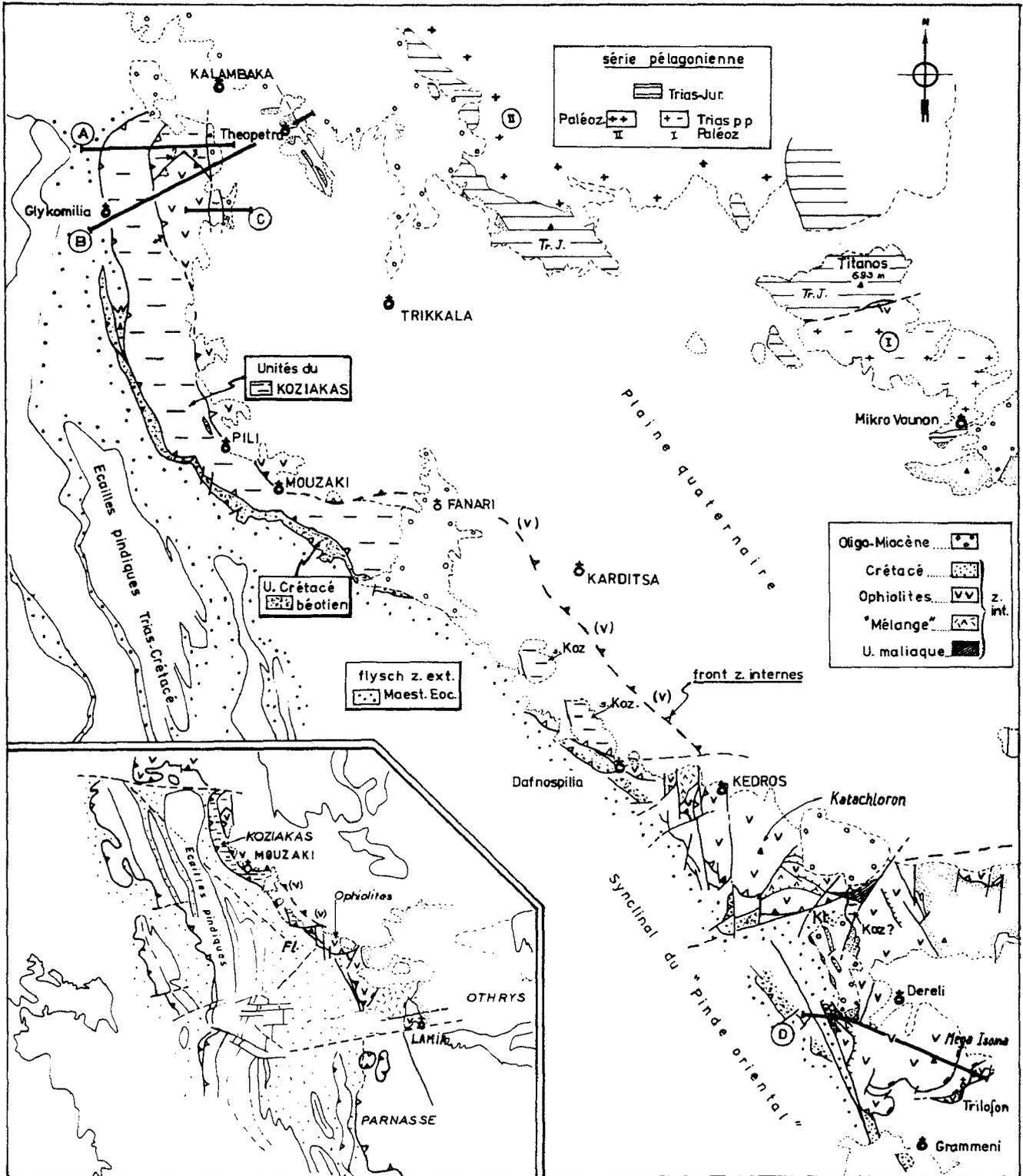


Fig. 284. - Carte géologique schématique de la limite occidentale des zones internes entre Grammeni-Sperchios au Sud et Kalambaka - Kastaniotikos au Nord, et de la bordure orientale de la plaine de Trikkala.

En partie d'après Aubouin, 1959 ; Jaéger, 1979 ; Courtin, 1979 et Richard, 1980.
 Dans l'encadré figure une carte de la Grèce continentale moyenne sur laquelle sont reportés les éléments nécessaires à l'analyse des rapports entre les écaillies pindiques et le front des zones internes.

La distinction entre les unités ophiolitiques nées au Tertiaire ou avant le Crétacé supérieur, ne peut être établie au niveau du front chevauchant, mais des rejeux des anciennes structures sont, naturellement, envisageables. Cette distinction semble, à la limite, possible dans le secteur d'Archanion-Dereli et sera développée dans le paragraphe consacré aux structures de l'Othrys occidentale (4e partie, chapitre IV).

Certaines des failles verticales qui affectent les unités ophiolitiques limitent des blocs qui pourraient avoir joué plus ou moins indépendamment lors des rapprochements des zones internes et externes.

Les traits majeurs, de ce point de vue, sont probablement les grandes failles qui déterminent un rentrant important du front ophiolitique (tertiaire) au niveau d'Ano Ktimeni (fig. 284). Ce rentrant est limité au Nord par un axe ENE-WSW (F k.s., fig. 283) et à l'Est par un axe NNE-SSW (F as.2, fig. 283). Ces deux axes isolent les blocs péridotitiques (ophiolitiques) principaux : celui du Mega Isoma-Fournos Kaitsa au Sud-Est, celui de Katchloron au Nord-Ouest.

C'est dans la pointe Nord-Est de ce rentrant qu'affleurent, sous des péridotites serpentinisées, les témoins les plus septentrionaux des séries maliaques de type Loggitsion (mont Katsichorachi). Celles-ci viennent au contact de calcaires microbréchiques jurassiques, que Courtin (1979) attribue aux séries de type Koziakas, dont on aurait ici les éléments les plus méridionaux. Ce contact se fait cependant par l'intermédiaire d'une faille verticale qui ne paraît pas fondamentale.

2. LES UNITES DES ZONES EXTERNES.

Ces unités externes (béotiennes et pindiques) constituées de terrains très incompetents sont dissociées au niveau du front ophiolitique. Cependant, la réapparition des calcaires Crétacé supérieur au sein des formations de type flysch marque leurs limites : c'est le cas, en particulier, quelques kilomètres ou centaines de mètres à l'Ouest du front péridotitique des zones internes.

Deux alignements me semblent pouvoir être distingués, d'Est en Ouest d'après les cartes d'Aubouin (1959) et de Courtin (1979) :

- des copeaux ou écaillés dispersés de formations "béotiennes" pour partie d'âge crétacé inférieur au contact du front ophiolitique tertiaire, tels les affleurements d'Archanion et de Dereli, réapparaissant à l'occasion dans des demi-fenêtres (fig. 285 D) ;

- un alignement externe de calcaires du Crétacé supérieur (série du "Thimiama") marquant la base d'une unité possédant son propre flysch sommital (côté oriental) et recouvrant le flysch sommital de l'unité plus externe probablement pindique.

Si l'avancée vers l'Ouest du bloc du Katchloron, le long de l'axe E-W déjà signalé (F k.s.) semble avoir quelques conséquences sur la géométrie des unités béotiennes situées au droit de ce bloc, il ne semble pas qu'il en soit ainsi au Sud de cet axe l'unité béotienne principale gardant une direction NNW-SSE indépendante du front ophiolitique, NNE-SSW à ce niveau. Il est vrai qu'il existe à ce niveau des failles majeures, de direction NNW-SSE (F as. 1).

B. LES PHASES TECTONIQUES IMPLIQUEES.

1. CHRONOLOGIE.

En dehors des phases de structuration précoce des unités des zones internes qui ne nous intéressent pas directement ici, la tectonisation observée est d'âge tertiaire.

Le rapprochement des zones internes et externes est postérieur au dépôt du flysch sommital de la série béotienne datée du Maestrichtien-Paléocène (Courtin, 1979 ; Jaeger, 1979).

Des molasses non plissées cachètent ce contact majeur, mais elles ne sont pas datées précisément, bien qu'un âge oligo-miocène soit envisageable par comparaison avec les faciès du sillon méso-hellénique.

2. CARACTERISTIQUES DE L'EPISODE STRUCTURAL RECONNU.

Les directions structurales majeures observées en carte, correspondent à des directions NNW-SSE dites dinariques ou helléniques.

Ces directions sont confirmées par l'analyse des plis métriques (Courtin, 1979). Selon cet auteur, des altérations de ces directions apparaissent à proximité de structures particulières plus ou moins transverses. Ainsi, Courtin reconnaît finalement plusieurs directions au sein des zones externes proches du front ophiolitique : N 60, N 90, N 115-130 et N 150-160, à déversement vers le Sud-Ouest pour les deux dernières.

IV. LES STRUCTURES DU SECTEUR SEPTENTRIONAL

A. GEOMETRIE DES STRUCTURES : LES DIFFERENTES UNITES.

Je distinguerai successivement les grands ensembles déjà signalés par Aubouin (1959), à savoir, d'Est en Ouest : les unités ophiolitiques, les unités à série de type Koziakas dites unités ou écaillés du Koziakas, et les séries occidentales de type Thimiama ou à flysch tithonique-éocén-tacé attribuées aux séries béotiennes (Aubouin et Bonneau, 1977 ; Jaeger, 1979, 1980).

1. LES UNITES DES ZONES INTERNES.

Il s'agit là encore d'unités ophiolitiques essentiellement péridotitiques qui forment quelques îlots isolés par les formations récentes de la plaine quaternaire de Karditsa-Trikkala, entre Mouzaki, au Sud, et Vitouma, au Nord (fig. 284).

Près de Mouzaki, à l'Est des séries de type Koziakas, des niveaux sédimentaires intercalés dans des masses de pillow-lavas violacés (spilites amygdalaires) ont livré des Conodontes triasiques. Cette observation plaide en faveur de leur rattachement aux séries internes et notamment maliaques.

2. LES UNITES A SERIE TRIASICO-JURASSIQUE DE TYPE KOZIAKAS.

a. STRUCTURE D'ENSEMBLE : LES "ECAILLES" DU KOZIAKAS.

Pour Aubouin (1959, p. 350 et pl. hors texte II), le chaînon du Koziakas est formé d'une succession d'écaillés constituée de corps éruptifs, de radiolarites associées à des calcaires siliceux et de calcaires oolithiques massifs, qui se relaient plus ou moins du Nord au Sud : trois unités dans le massif du Koziakas, deux unités en partie équivalentes aux précédentes pour les massifs méridionaux de l'Itamos et du Kakavachia.

Les coupes proposées par Jaeger (1979) en bordure septentrionale de la cluse du Portafkos ne montrent plus qu'une unité fondamentale affectée par des replis majeurs, dont celui particulièrement démonstratif du mont Krania.

Ces deux types d'interprétation ne sont pas inconciliables dans la mesure où les plis déversés peuvent évoluer latéralement en pli-faille pouvant donner naissance à un certain nombre d'unités limitées par des contacts anormaux.

Pour ma part, je considère que sur la transversale Glykomilia-Jenessi, existent deux unités tectoniques majeures séparées par un contact anormal situé entre une barre de calcaires oolithiques jurassiques à l'Ouest et un ensemble de radiolarites et de laves que j'attribue au Trias, à l'Est (fig. 63, 2e partie et fig. 285 B).

Des études plus détaillées tenant compte du fait que certaines laves et radiolarites associées ont un âge triasique permettront de délimiter précisément les unités tectoniques présentes dans ce massif du Koziakas.

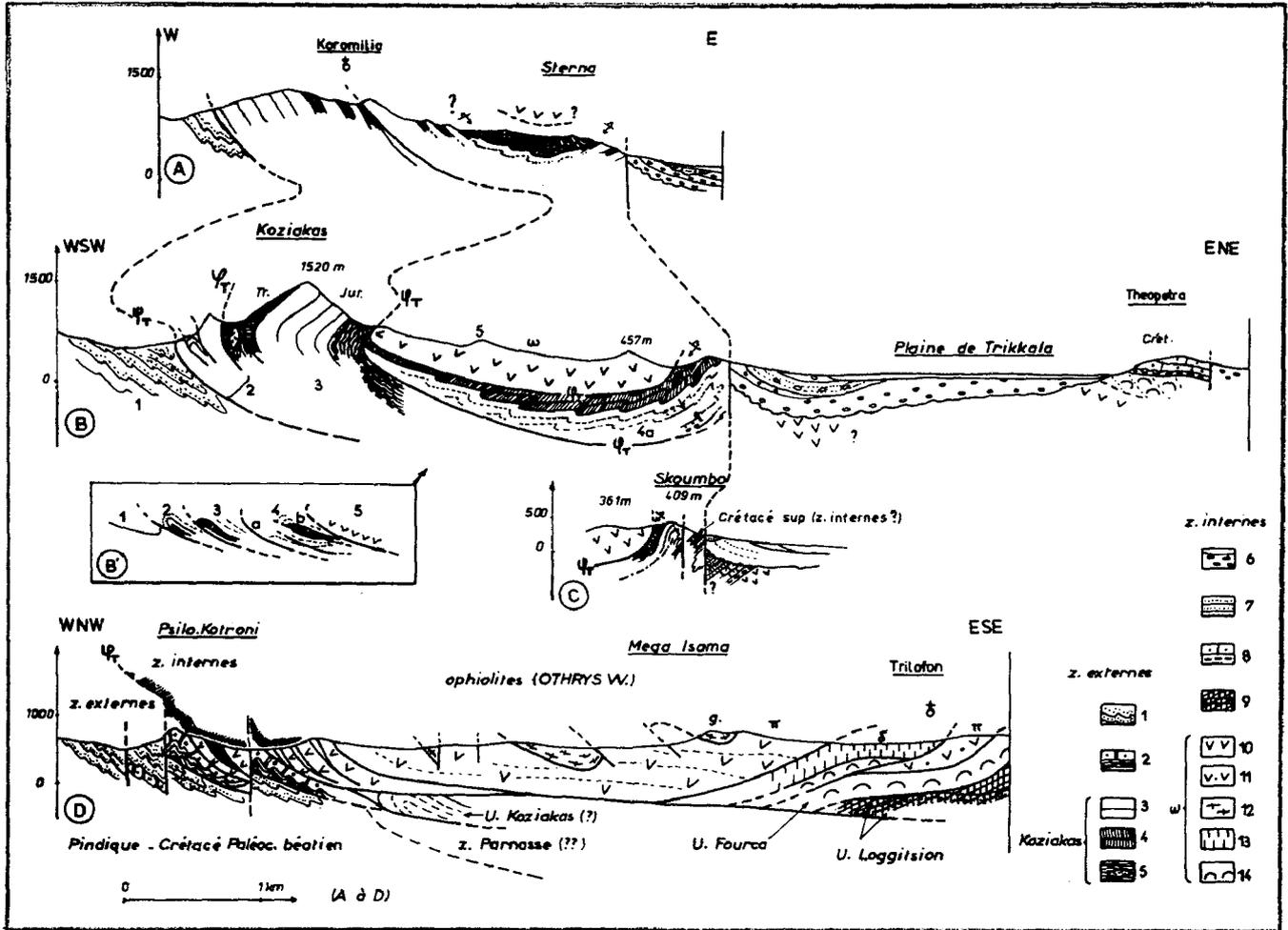


Fig. 285. - Tectonique. Coupes au niveau du front des zones internes. A, B, C. dans les échelles du Koziakas. - D. sur la transversale de l'Othrys occidentale. - B'. interprétation de la coupe B : état avant le "rétrocharriage". Coupes A à D : fig. 284.

Cartouches. - 1 à 5. Zones externes. - 1. flysch maest.-éocène. - 2. Crétacé des unités béotiennes. - 3 à 5. série du Koziakas. - 3. calcaires jurassiques. - 4. calcaires triasiques. - 5. radiolarites et localement corps effusifs triasiques. - 6 à 14. zones internes. - 6. Néogène et quaternaire. - 7. maest.-paléocène. - 8. calcaires crétacés et niveaux du jurassique terminal de Theopetra (tirets épais). - 9. U. de Loggitsion. - 10 à 14. Ophiolites. - 10. péridotites en général. - 11. U. harzburgitique de l'unité de Metalleion. - 12. U. des gabbros de Bogazi. - 13. U. du filonien de Domokos. - 14. U. des pillow-lavas de Fourca.

b. LE RENVERSEMENT VERS L'EST DES STRUCTURES.

Ce renversement des structures vers l'Est est très net (coupe B, fig. 285) et conduit à ce fait paradoxal, à savoir que le chaînon du Koziakas constitué d'écaillés poussées vers l'Ouest est relativement difficile d'accès en venant de l'Ouest, mais pratiquement infranchissable (en dehors de quelques secteurs particuliers) en venant de l'Est.

Aubouin (1959, p. 354) avait déjà signalé ce "redressement, voire ce renversement des structures du Koziakas" qu'il attribuait "au serrage intense de celles-ci" mais aussi à des phases tecto-orogéniques ultérieures : "celles qui individualisèrent le sillon méso-hellénique au début de l'Oligocène, puis la surrection pontienne du Pinde (Brunn, 1956), l'effondrement plio-quaternaire thessalien enfin, tous mouvements qui amenèrent l'affaissement progressif de la nappe sub-pélagonienne par rapport à son bourrelet frontal".

Cette interprétation paraît tout à fait plausible, encore faut-il remarquer que le renversement affecte surtout la partie centrale du chaînon du Koziakas et qu'il n'est pas évident dans des secteurs plus méridionaux où la position des séries de type Koziakas est pourtant comparable vis-à-vis des unités ophiolitiques ou pindiques et de la plaine de Thessalie.

c. DES STRUCTURES COMPLEXES : LE SECTEUR SEPTENTRIONAL KOROMILIA-VITOUMA.

Ce secteur est particulier dans la mesure où une série calcaro-siliceuse de type Koziakas "Unité du Sterna" ressort au Nord de l'unité ophiolitique, tout en venant au contact, vers l'Ouest avec les unités qui forment le chaînon principal du Koziakas (fig. 284 et 285 A et B).

La coupe donnée sur la carte à 1/50 000 de Kalambaka (Savoyat et Lalechos, 1972) indique une structure synclinale simple à coeur ophiolitique. Cette solution ne peut être retenue car d'un côté, à l'Ouest, les terrains au contact des ophiolites sont toujours du Dogger-Malm alors que sur l'autre flanc, à l'Est, c'est toujours le Trias qui est présent, et apparemment en série inverse (Ferrière, 1974 c). Cela est d'ailleurs encore le cas à l'Est de Kalonero, au niveau du Skoumbo, en bordure de la plaine de Trikkala (Ardaens, 1978).

Avant de proposer une ou plusieurs hypothèse(s) explicative(s) -fondées sur une reconnaissance trop succincte de ces secteurs- il me paraît nécessaire de résumer les contraintes spécifiques dont ces hypothèses devront tenir compte (fig. 284 et 285) :

- le dispositif géométrique de "l'unité du Sterna" est celui d'une synforme ou mieux d'une terminaison de synforme, bien visible depuis Kalambaka ;
- les niveaux sédimentaires au contact des ophiolites sont d'âge triasique aussi bien à l'Est (Skoumbo) qu'au Nord-Est (Vitouma) et très probablement même au Nord-Ouest (monastère de Vitouma) ;
- quel que soit l'affleurement considéré, même lorsque des failles subverticales reprennent le contact, le pendage des couches triasiques est tel que celles-ci s'enfoncent -au moins en apparence- sous les ophiolites.

Deux interprétations viennent à l'esprit (fig. 285 A à C) :

- la présence d'ophiolites directement sur du Trias, très probablement en série inverse, fait penser qu'il pourrait s'agir d'un système renversé lors du "rétrocharriage" des séries du Koziakas. Ainsi, on pourrait envisager des systèmes d'écaillés ou de plis complexes chevauchant ou recouvrant primitivement les ophiolites, puis renversés dans une phase ultérieure pour donner un dispositif de type Skoumbo-Vitouma.

Ce type d'interprétation, faisant intervenir une unité sédimentaire supraophiolitique à un moment donné, renversée par la suite, paraît assez simple en coupe mais il n'explique ni la forme d'ensemble de la terminaison septentrionale, ni la disparition brutale des ophiolites vers le Nord entre les écaillés inférieures et supérieures (supposées) ;

- la solution est donc d'admettre que l'unité du Sterna était dès sa formation -c'est-à-dire au Tertiaire dans le cas considéré- une unité infra-ophiolitique qui aurait acquis sa position renversée lors des phases tectoniques tangentielles majeures (fig. 285 A). Au cours de ces mêmes mouvements, les séries crétacées (béotiennes ?) auraient formé une diverticulation, indépendante des niveaux triasico-jurassiques sous-jacents. Contrairement aux autres unités du Koziakas, l'"unité du Sterna" ainsi définie aurait eu une extension longitudinale faible et des variations d'épaisseur rapide (par cisaillement ?) puisque celle-ci disparaît en quelques kilomètres entre le monastère de Vitouma et Kalo Nero, sous le front des ophiolites (fig. 285 B).

d. LES NIVEAUX CRETACES ORIENTAUX SITUES AU PIED DU MONT SKOUMBO.

La position structurale de ces niveaux est difficile à déterminer car ils butent contre les calcaires triasico-jurassiques de type Koziakas du mont Skoumbo par une faille verticale (fig. 285 C) et les faciès observés ne permettent pas de définir s'il s'agit d'une couverture semblable à celle de Theopetra (zones internes) ou aux séries béotiennes (zones externes).

Leur présence est toutefois intéressante car dans un cas ces séries représentent les témoins les plus internes des séries béotiennes et dans l'autre cas, on constate que des séries crétacées appartenant aux zones internes ont subi les effets des "rétrocharriages", ce qui n'est pas connu latéralement.

3. LES UNITES CRETACEES-PALEOCENES SITUEES A L'AVANT DES UNITES DU KOZIAKAS.

Ces unités se sont développées aux dépens des séries béotiennes, c'est-à-dire des formations détritiques du Tithonique-Crétacé inférieur et des formations carbonatées de type Thimiama.

Les travaux d'Aubouin (1959) et surtout de Jaeger (1979) permettent de constater que les séries béotiennes constituent une unité majeure, affectée de replis déversés vers le Sud-Ouest, au sein de laquelle les calcaires de type Thimiama, plus compétents, ont tendance à former des écaillés indépendantes.

B. LES PHASES TECTONIQUES IMPLIQUEES.

1. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS TECTONIQUES.

La tectonisation la plus évidente est d'âge tertiaire puisque les séries du Koziakas chevauchent sur le flysch sommital maestrichtien-paléocène des séries béotiennes. La présence de molasses oligocènes cachetant ce contact a été signalée depuis longtemps, par Aubouin (1959) notamment.

L'âge du contact tectonique entre ophiolites et séries du Koziakas n'est pas clairement établi : il est assurément anté-oligocène (Aubouin, 1959), ce qui laisse la possibilité de phases tertiaires et/ou anté-Crétacé supérieur.

Le fait que les ophiolites reposent toujours sur des terrains triasico-jurassiques, notamment sur des radiolarites du Malm-Crétacé basal (?), permet d'envisager l'existence d'une phase anté-Crétacé supérieur ; cependant, deux arguments conduisent à penser que le contact ophiolites-sédiments est d'âge tertiaire :

- les séries du Koziakas forment des écaillés allongées (N-S à NW-SE) ne présentant pas de traces apparentes d'un polyphasage tectonique complexe ;
- des brèches remaniant des galets à Calpionelles existent dans des copeaux tectoniques situés au sein des radiolarites sur lesquelles reposent les ophiolites au Nord de Pili, près du monastère Agios Vissarios (Jaeger, 1979, 1980).

Avant cette découverte, qui mériterait d'ailleurs d'être confirmée, vue son importance, j'avais envisagé avec d'autres auteurs (Celet *et al.*, 1978) la première hypothèse (contact anté-crétacé supérieur) dans la mesure où elle permettait d'expliquer la position des ophiolites et d'attribuer une logique structurale identique à des types de séries (du Koziakas et maliaques) supposées représenter, dans cette hypothèse, la même marge pélagonienne occidentale.

Age du renversement des structures : ce problème a été abordé précédemment en rappelant l'interprétation d'Aubouin (1959). Il est à remarquer qu'il s'agit d'un renversement se produisant en direction des masses ophiolitiques denses. Cette particularité a pu jouer dès les premières compressions, les poussées étant transmises aux séries externes par des masses ophiolitiques ayant tendance à s'enfoncer sous un "bourelet frontal", mais aussi lors des affaissements ultérieurs majeurs.

2. CARACTERISTIQUES DE LA (OU DES) PHASE(S) TERTIAIRE(S).

Les directions structurales d'ensemble sont proches des directions dinariques (NNW-SSE) mais des variations longitudinales existent : de Nord-Sud, au Nord, les directions deviennent WNW-ESE, au Sud, près de Mouzaki (influence d'accidents transverses ?).

3. GENESE DES STRUCTURES.

L'hypothèse la plus vraisemblable (*cf. supra*) consiste à admettre que la structuration de l'ensemble résulte d'une phase principale tertiaire. Il faut dans ce cas envisager la diverticulation d'une unique série (série Koziakas-béotien = ultra-pindique, dans cette hypothèse) selon un schéma déjà proposé par Aubouin (1959) et repris par Jaeger (1979), alors que Papanikolaou et Lekkas (1979) font surtout intervenir des plis déversés vers l'Ouest.

L'avancée de la "nappe ophiolitique", lors des phases tertiaires aurait eu les conséquences suivantes :

- désolidarisation des séries crétacées (série béotienne ?) recouvrant les séries de type Koziakas, qui forment ainsi une diverticulation dont le déplacement vers l'Ouest est dû à la poussée de la nappe ophiolitique elle-même, ou mieux -sur la transversale du Koziakas- à des

glissements par gravité à l'avant d'intumescences développées dans les séries triasico-jurassiques, selon un mécanisme déjà invoqué dans d'autres chaînes et même dans les Hellénides pour d'autres séries (Thiébaud, 1982) ;

- formation de plis droits et couchés aux dépens de ces premières intumescences : les plis orientaux auraient été suffisamment accentués pour donner des plis couchés majeurs (unité du Sterna en flanc inverse) ; les plis occidentaux auraient formé un "bourrelet frontal" empêchant le débordement des ophiolites sur les séries crétacées, puisque sur les transversales où affleurent les séries du Koziakas, les séries crétacées observées ne semblent pas avoir été directement recouvertes par les ophiolites ;

- enfin, des "rétrocharriages vers l'Est" et des failles verticales locales -dont certaines ont peut-être été déformées par ces rétrocharriages (?) - donnent les dernières retouches au dispositif structural de ce secteur septentrional de la limite entre zones internes et zones externes.

Si cette hypothèse est séduisante, on peut cependant s'étonner de l'absence totale de témoins des formations détritiques du Crétacé inférieur (flysch béotien) entre ophiolites et unités du Koziakas, les faciès cités par Jaeger (1979, 1980) étant des brèches calcaires qui, par ailleurs, sont associés (tectoniquement ?) à des radiolarites.

Tenant compte de cette constatation, il serait peut-être préférable de considérer que les séries du Koziakas représentaient le flanc le plus interne du bassin béotien, la zone d'accumulation principale des éléments détritiques d'âge crétacé inférieur (flysch béotien) étant légèrement plus externe. Cette variante n'implique, ni ne s'oppose, à l'existence de plis couchés.

Les diverticulations ne concerneraient-éventuellement-que les séries de type Koziakas-béotien, les plus externes.

V. APERÇU SUR LES RAPPORTS ENTRE LES STRUCTURES DES ZONES INTERNES ET DES ZONES EXTERNES

Deux faits majeurs sont à considérer :

- les structures présentes à la limite entre les zones internes et les zones externes évoluent longitudinalement en fonction de la présence ou de l'absence des unités de type Koziakas entre la nappe ophiolitique (tertiaire) et les séries crétacées-paléocènes béotiennes ;

- les directions structurales pindiques sont obliques par rapport au front -actuel- des zones internes.

A. LE FRONT OPHIOLITIQUE TERTIAIRE : LE PROBLEME DES "DEBORDEMENTS OPHIOLITIQUES",

La notion de "débordement ophiolitique" a déjà été envisagée par Aubouin (1959) qui admettait de tels débordements au Nord du Koziakas et en Othrys occidentale. Cette observation peut être retenue, mais des précisions doivent être apportées.

Contrairement à ce qui se passe au Sud du Sperchios, l'absence de klippes à l'avant du front ophiolitique, au Nord, laisse penser que, en dehors de retouches mineures éventuelles (décalage par failles et effets du renversement des structures par exemple), le front ophiolitique, visible actuellement, est représentatif du front tertiaire des zones internes.

Si tel est le cas, il apparaît que le "débordement" le plus caractéristique est celui de la "nappe ophiolitique du Pinde septentrional" qui au niveau de la transversale du Kastaniotikos "dépassé" vers l'Ouest les unités du Koziakas et de nombreuses écaillés pindiques à la faveur d'une inflexion axiale de ces dernières (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Lyberis *et al.*, 1981).

En Othrys occidentale, le problème est différent : si les ophiolites semblent recouvrir les séries de type Koziakas, ou ce qu'il en reste à ce niveau, elles s'avancent moins que les ophiolites de la bordure occidentale de la plaine de Trikkala, par rapport aux plis et écaillés pindiques ; il ne s'agit donc pas d'un véritable débordement. Ainsi, au Nord du Sperchios et en allant du Sud au Nord, le front ophiolitique paraît décalé de plus en plus vers l'Ouest, à la faveur d'accidents transversaux à jeu senestre affectant la nappe ophiolitique (fig. 284). Ces décrochements tertiaires reprennent très probablement des accidents préexistants.

On pourrait y voir là, l'effet de l'absence de blocage parnassien au Nord du Sperchios mais cela n'est pas évident, puisque des klippe des zones internes parfois ophiolitiques dépassent pratiquement les séries parnassiennes elles-mêmes, en Iti, au Sud du Sperchios, et que de telles unités internes représenteraient des olistolithes resédimentés dans le flysch pindique au droit du Parnasse (Celet, 1962 ; Beck, 1975).

B. RAPPORTS ENTRE DIRECTIONS STRUCTURALES PINDIQUES ET FRONT OPHIOLITIQUE TERTIAIRE.

1. ANALYSE DES STRUCTURES.

Si l'on admet que les directions actuelles des écaillés pindiques de Grèce continentale, telles qu'elles sont reportées sur les cartes (Renz *et al.*, 1954 ; Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Jaeger, 1979 ; Fleury, 1980) correspondent à des directions axiales peu modifiées par les bombements ultérieurs, les variations de ces directions sont alors des faits significatifs, qu'il convient d'expliquer.

L'analyse des cartes (fig. 284 - encadré) montre que, de Corinthe au Kastaniotikos, les écaillés d'abord de direction Nord-Sud, au Sud, prennent une direction NW-SE, au Nord, avant de subir une inflexion axiale majeure au niveau de la "Transversale du Kastaniotikos" de direction E-W. Ces changements se marquent surtout par des variations au niveau d'écaillés différentes, du fait de la présence de relais, les écaillés les plus occidentales affleurant surtout dans le secteur septentrional, du fait du bombement faisant ressortir la zone du Gavrovo au Sud.

A ces changements de direction, et peut-être en liaison avec ceux-ci, semble se superposer une flexure de direction NW-SE, qui partant de Peristeri au Nord serait parallèle au front des zones internes à partir de la transversale de Mouzaki (fig. 284 - encadré). Au Nord-Est de cette flexure, la plupart des anticlinaux et écaillés s'amortissent, mis à part -et c'est une exception relativement importante- le massif de Trigglia, juste à l'Ouest du Koziakas.

Enfin, des variations, très nettes sur les photographies satellites (fig. 282), peuvent être notées au niveau du "synclinal du Pinde oriental", qui est bien développé sur la transversale de l'Othrys et devient étroit, ou peu profond, au Nord et au Sud de celle-ci (fig. 282).

Ce synclinal majeur (ou graben) de flysch externe présent à l'avant de l'Othrys s'arrête notamment sur la faille F sp. 1 (fig. 282) qui borde le bloc de Profitis Ilias-Lamia (zones internes) et limite les séries parnassiennes calcaires. Au Sud de cette faille, le Pinde oriental montre des écaillés et anticlinaux variés qui indiquent que l'épaisseur de flysch présent est inférieure à ce qu'elle est au Nord de F sp. 1.

2. QUELQUES REFLEXIONS SUR LA GENESE DES STRUCTURES PINDIQUES.

Les faits précédents peuvent servir d'éléments de réflexion vis-à-vis de deux problèmes majeurs :

- le problème de la structuration des unités pindiques : pour certains auteurs (Aubouin, 1959(?)) cette structuration se serait faite d'Est en Ouest ; pour d'autres (Fleury, 1980), celle-ci se serait propagée d'Ouest en Est ;

- le problème de la continuation par delà le Sperchios de la plate-forme parnassienne, y compris durant les périodes Crétacé-Tertiaire.

Dans le cas d'un sous-charriage des zones externes sous les séries pindiques (Fleury, *op. cit.*), les caractéristiques des structures pindiques (directions, inflexion, relais, etc...) peuvent être attribuées aux modalités de ce sous-charriage. La rencontre avec la nappe des zones internes, qui pourrait s'avancer plus ou moins selon les facilités offertes par les structures déjà édifiées, ne fait que modeler dans le détail le dispositif d'ensemble en fonction des différents "poinçons" rencontrés. Cette hypothèse explique facilement la constance approximative des directions pindiques de part et d'autre du Sperchios, directement issues de la bordure subméri-dienne du Gavrovo sous-charrié sous les séries pindiques.

Dans le cas d'une propagation d'Est en Ouest des poussées, l'influence des différentes structures bordant les zones internes devrait être particulièrement accentuée, à moins que les phénomènes gravitaires n'aient été prépondérants.

L'inflexion générale des structures vers la direction NW-SE, au Nord, pourrait être en relation avec l'avancée du front des zones internes, armé de son bourrelet d'écaillés du Koziakas.

Au Sud du Sperchios, les écaillés pindiques de direction Nord-Sud sont parallèles au front de l'unité parmassienne (recouverte par les nappes internes), qui pourrait donc être l'élément essentiel dans la "transmission" des poussées ayant engendré ces écaillés pindiques (séries pindiques s'enfonçant vers l'Est ?).

Dans l'hypothèse de poussées se propageant d'Est en Ouest, le problème le plus difficile à expliquer est celui des structures externes au droit de l'Othrys.

Tout d'abord, il est clair que l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale n'a pas joué le rôle d'un "poinçon" fondamental vis-à-vis des structures pindiques. Ces ophiolites semblent, comme nous l'avons déjà dit, être restées en retrait par rapport aux ophiolites des secteurs voisins (Iti au Sud, Koziakas-Est au Nord) et s'être déplacées superficiellement et facilement sur les séries pindiques.

La genèse des écaillés pindiques au droit de l'Othrys dans un système de "transmission" de poussées d'Est en Ouest, pourrait alors se comprendre en envisageant une influence latérale des écaillés en formation dans les secteurs méridionaux et septentrionaux. Cependant, le fait que les structures soient de direction Nord-Sud, juste au Nord du Sperchios, montre que c'est le compartiment méridional qui aurait le plus d'influence : cela pose le problème de l'éventuel prolongement (partiel ou non) du Parnasse au Nord du Sperchios.

Nous verrons (cf. 4e partie) que les faits structuraux ne s'opposent pas à cette interprétation, mais que les différences géologiques entre les secteurs situés de part et d'autre du Sperchios sont tels qu'une simple obliquité du front tectonique par rapport à la zone du Parnasse supposée continue ne semble pas suffisante pour les expliquer.

A partir des éléments de réflexion rapportés ci-dessus, il n'est pas question d'aboutir à une conclusion définitive sur le problème de la genèse des écaillés pindiques.

Il ne s'agit que de quelques pièces à verser au dossier !

TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OTHRYS

IMPORTANCE DES PHASES PALEOHELLENIQUES

Je regrouperai dans ce paragraphe toutes les structures tectoniques affectant les terrains du massif de l'Othrys s.s., du golfe pagasitique, à l'Est, au front des zones internes, à l'Ouest, ainsi que les affleurements de Domokos, c'est-à-dire l'ensemble des terrains situés au Sud du grand linéament F k.s., de direction ENE-WSW (fig. 282 et 283 : compartiments 3 et 4).

C'est un secteur privilégié pour l'étude du dispositif structural paléohellénique puisque s'y superposent des unités ophiolitiques, des unités maliaques et des unités pélagoniennes. La tectonique tertiaire y est moins grandiose, mais chevauchements, schistosités et recristallisations sont bien développés en Othrys orientale, et des rejeux importants des contacts précoces se produisent à proximité du front (occidental) des zones internes et peut-être même, dans la totalité du secteur considéré.

I. HISTORIQUE SUCCINCT

La plupart des auteurs "anciens" ont considéré que ce secteur était peu tectonisé ; c'est notamment le cas de Marinos *et al.* (1957 à 1967) dont les cartes à 1/50 000 ne portent mention d'aucun contact anormal majeur en dehors de rares failles verticales.

Bien avant ces travaux, Renz (1927) avait signalé la discordance du Crétacé à Rudistes sur les terrains plus anciens, que Philippson (1895) avait précédemment dessiné sur ses coupes schématiques de l'Othrys. Sur la carte à 1/300 000 de ce dernier figure également, en Othrys orientale, une limite entre terrains cristallins et terrains moins recristallisés qui sera assimilée par la suite, dans de nombreux travaux, à la frontière entre la zone pélagonienne et la zone de la Grèce orientale ou subpélagonienne (Renz, 1940 ; Aubouin *et al.*, 1963).

En dehors des interprétations très générales de Kober (1929, 1931), la seule hypothèse faisant intervenir des structures tectoniques majeures en Othrys est celle de Renz (1940) qui envisageait la réapparition de faciès parmassiens néritiques au sein de la zone de la Grèce orientale, riche en radiolarites. Cette hypothèse est apparue peu crédible par la suite, car Renz considérait que la plupart des calcaires massifs plus ou moins néritiques (et notamment les calcaires à oolithes de la Grèce orientale : Eubée, Locride, Attique, Koziakas, Othrys) constituaient des témoins de la "nappe du Parnasse-Kiona".

Ce n'est que récemment, à partir de 1972, que des études stratigraphiques plus précises ont permis d'établir l'existence, en Othrys, d'unités tectoniques superposées, avec dans l'ordre chronologique, des découvertes :

- la mise en évidence de trois unités tectoniques superposées en Othrys centrale : les unités de Garmeni Rachi et de Chatala (séries maliaques) et l'unité pélagonienne de Messovouni-Prosilia "fenêtre de l'Othrys", supposées mises en place au cours de phases Jurassique supérieur ou Tertiaire (Ferrière, 1972) ;

- l'établissement d'un lien génétique entre ces unités, sédimentaires pour l'essentiel, et les unités ophiolitiques d'Othrys occidentale. L'âge de mise en place retenu est, pour ces raisons théoriques, le Malm-Crétacé inférieur (Hynes *et al.*, 1972). Ces auteurs considèrent en outre que ces unités chevauchent vers l'Est ou le Nord-Est ;

- la découverte de preuves indubitables de l'existence de l'âge anté-crétacé supérieur des différentes unités, grâce à la mise en évidence :
 - + d'unités pélagoniennes superposées (unités du Messovouni et de Prosilia), à la base de l'édifice structural ;
 - + d'un contact tectonique majeur entre calcaires recristallisés néritiques maliaques et pélagoniens en Othrys orientale ;
 - + de Conodontes prouvant la réalité de l'unité de Loggitsion (Ferrière, 1973, 1974 a, b).

Dans ces publications, l'origine ultra-pélagonienne orientale des ophiolites n'est pas écartée, même si une position occidentale du bassin maliaque par rapport à la zone pélagonienne paraît mieux rendre compte des évolutions bathymétriques reconstituées (Ferrière, 1974 b) ;

- la définition de diverses formations lithologiques, en Othrys, y compris au sein des ophiolites, qui auraient peut-être valeur d'unités tectoniques dans ce dernier cas (Smith *et al.*, 1975) ;

- l'étude des déformations mineures et/ou des slumpings affectant les séries des unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Price, 1976 ; Smith et Woodcock, 1976 a ; Ferrière et Vergely, 1976 ; Smith *et al.*, 1979). Ces différentes études ont conduit à un certain nombre d'hypothèses qui ont été synthétisées *in* Ferrière et Vergely (1976) ;

- la reconnaissance d'unités pélagiques nouvelles (présence de deux unités de type Loggitsion, et de l'unité de Profitis Ilias) et une discussion du problème de la transversale du Sperchios (Ferrière, 1977, 1979 a) ;

- Smith (1979) réaffirme l'origine occidentale, par rapport au Pélagonien, des unités maliaques et des ophiolites ;

- enfin, est publiée une analyse structurale de l'assemblage ophiolitique d'Othrys occidentale et des unités sédimentaires associées (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.).

Ce résumé de l'évolution des connaissances relatives à la tectonique de l'Othrys révèle la complexité et l'importance de cet édifice structural anté-crétacé supérieur ; il met également en évidence les hésitations quant à la position originelle des unités ophiolitiques et maliaques par rapport à la zone pélagonienne.

S'agissant des déformations tertiaires les indications sont rares ; j'ai décrit en détail l'accident de Gavriani en Othrys orientale (Ferrière, 1974 b), que l'on devine pour partie, sur la carte d'Almyros (Marinos *et al.*, 1962) et le schéma de l'Othrys de Hynes *et al.* (1972). Cependant, sur la carte publiée par ces derniers, par exemple, le massif du Taramas est indiqué en Crétacé alors qu'il s'agit de Trias-Jurassique recristallisé en série inverse, ce qui limite l'accident de Gavriani à sa seule partie orientale.

II. VUE D'ENSEMBLE SUR LES STRUCTURES TECTONIQUES DU MASSIF DE L'OTHRYS

A. LES DIRECTIONS STRUCTURALES.

L'une des caractéristiques fondamentales de l'édifice structural de l'Othrys est qu'il est très difficile d'y reconnaître des directions privilégiées (fig. 281). Cela est probablement dû à la superposition de phases tectoniques tangentielles (phases tertiaires helléniques et phases anté-Crétacé supérieur paléohelléniques), ainsi qu'au découpage résultant de la présence de nombreuses failles verticales récentes et anciennes.

Les clichés obtenus par le satellite Landsat (8 septembre 1972) montrent particulièrement bien cette absence de direction privilégiée, en dehors des accidents subverticaux, en Othrys, alors qu'il en va tout autrement pour le domaine pindique, par exemple.

B. REPARTITION DES AFFLEUREMENTS : LES PRINCIPAUX SECTEURS GEOLOGIQUES DISTINGUES.

Trois bandes de terrains crétacés-paléocènes, de direction subméridienne, découpent le massif de l'Othrys, isolant ainsi trois secteurs caractérisés par des terrains anté-Crétacé supérieur. Sont ainsi délimités les six ensembles géologiques suivants, d'Est en Ouest (fig. 286) :

- (1) les affleurements crétacés-paléocènes d'Amaliapolis formant un synclinal complexe (présence de plusieurs unités tectoniques) bordé par des failles verticales majeures. Ces terrains sont schistosés et recristallisés ;
- (2) l'Othrys orientale, à valeur de zone anticlinale, où affleurent essentiellement des séries pélagoniennes paléozoïques à jurassiques très recristallisées. L'allongement NNW-SSE des structures est interrompu par un accident tertiaire transverse associé à un synclinal couché dont le coeur est occupé par des terrains crétacés (accident et synclinal de Gavriani) ;
- (3) le "synclinorium de Koulia". Cette bande de terrains crétacés-paléocènes, d'allongement Nord-Sud à NNW-SSE, est en fait constituée de plusieurs axes synclinaux de second ordre, marqués par la présence de flysch (flysch de bordure de la plaine d'Almyros, flysch de Kokkoti et flysch du secteur de l'ancien village de Paleokerassea), et séparés par des dômes anticlinaux (Koffi au Nord, horst de Palouki au Sud). Ces axes secondaires ont des directions parfois transverses ;
- (4) l'Othrys centrale : c'est le secteur d'étude de prédilection des unités anté-Crétacé supérieur, qui sont ici au nombre de 7 (ou 8), à savoir de bas en haut (fig. 280 et 281 A) :
 - deux unités pélagoniennes : Prosilia et Messovouni ;
 - quatre (ou cinq) unités maliaques : Chatala, Pirgaki, Garmeni-Rachi et Loggitsion (une ou deux unités selon les cas) ;
 - une unité "ophiolitique" : les laves de Fourca.
 Les directions structurales n'apparaissent pas clairement en première analyse ;
- (5) le synclinorium de Divri : la structure de ces affleurements crétacés-paléocènes est assez complexe car de nombreuses failles verticales les affectent. On peut cependant considérer que les affleurements de flysch sommital représentent des synclinaux ou des demi-grabens de second ordre au sein de l'ensemble du synclinorium (synclinaux de Loggitsion, de Stylis et de Divri) ;

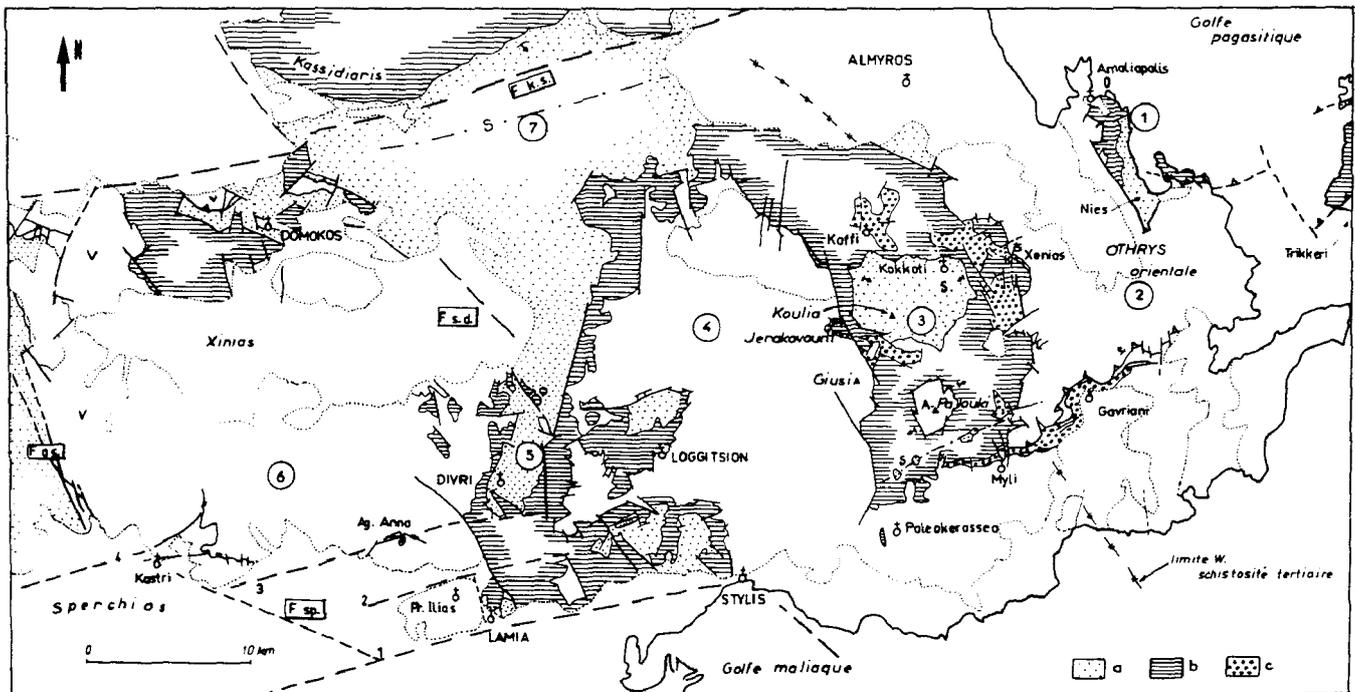


Fig. 286. - Tectonique. Principaux ensembles structuraux du massif de l'Othrys.

1, 3, 5, 7. Compartiments où affleurent les niveaux crétacés ("Synclinaux")_ a. pointillés fins : flysch maest.-paléocène. b. traits : calcaires crétacés. c. pointillés épais : flysch de base crétacé. - 2, 4, 6. Affleurements anté-crétacés ("anticlinaux") constituant le dispositif structural paléohellénique.

F sp. 1 à 4, F s.d., F K.s.: voir fig. 283.

- (6) l'Othrys occidentale où affleurent essentiellement des unités ophiolitiques et des unités maliaques à séries pélagiques de type Loggitsion (deux unités). Des séries particulières, qui bordent le Sperchios, s'y ajoutent (série de Profitis Ilias et série de Kastri).

L'ensemble constitué des six secteurs indiqués est bordé au Nord par une structure synclinale (7, fig. 286), occupée par du flysch maestrichtien-paléocène, de direction ENE-WSW qui passe assez brutalement, au-delà d'un linéament NW-SE (F s.d.) aux affleurements crétacés de Domokos. Ceux-ci montrent un relèvement des structures en allant vers l'Ouest où réapparaissent les unités ophiolitiques.

C. LES BLOCS.

Deux blocs essentiels peuvent être reconnus sur photo-satellite : le bloc d'Othrys centrale et orientale, séparé du bloc d'Othrys occidentale par le grand linéament de direction NW-SE passant près de Domokos et de Stylis (F s.d., fig. 286).

En Othrys méridionale, ce linéament est marqué par le fait que les unités pélagiennes et les unités maliaques inférieures (Chatala, Pirgaki, Garmeni Rachi) fondamentales en Othrys centrale et orientale, ne réapparaissent plus au Sud-Ouest, et que les accidents dits du Sperchios (F sp., fig. 286) s'interrompent à ce niveau.

III. DEFORMATIONS TECTONIQUES AFFECTANT LES TERRAINS CRÉTACÉS-PALEOCÈNES D'OTHRYS

A. L'OTHRYS ORIENTALE.

1. L'ACCIDENT DE GAVRIANI.

a. DESCRIPTION.

Les coupes montrent une superposition d'unités tectoniques en succession stratigraphique inverse, avec de haut en bas géométriquement (fig. 287 B) : des schistes ocellés paléozoïques (1), des marbres triasico-jurassiques (2) en éléments séparés, des copeaux serpentineux (3) ainsi que des schistes, calcschistes et calcaires recristallisés d'âge crétacé (4). Ces derniers forment un synclinal couché dont la terminaison périclinale orientale s'approche de la route nationale à péage Lamia-Larissa.

Cette structure correspond incontestablement à une portion de pli-faille dont subsistent, dans le secteur de Gavriani, le flanc inverse très étiré (chevauchements) et le synclinal couché sous-jacent.

La terminaison sud-occidentale (fig. 287 A) correspondant à l'enracinement de l'accident de Gavriani est à la fois complexe et surprenante, puisque, près de Myli, la série inverse du Taratsa, légèrement décalée par rapport au dispositif principal, bute à l'Ouest sur une faille verticale au-delà de laquelle on retrouve une série crétacée normale reposant sur un flysch basal situé dans le prolongement de celui qui constitue le synclinal couché de Gavriani.

b. SIGNIFICATION DE LA STRUCTURE DE GAVRIANI.

b1. Age de la phase tectonique considérée.

Elle est post-Crétacé supérieur p.p. et très probablement tertiaire puisque la série crétacée voisine passe progressivement et sans discordance au flysch paléocène.

b2. Caractéristiques géométriques.

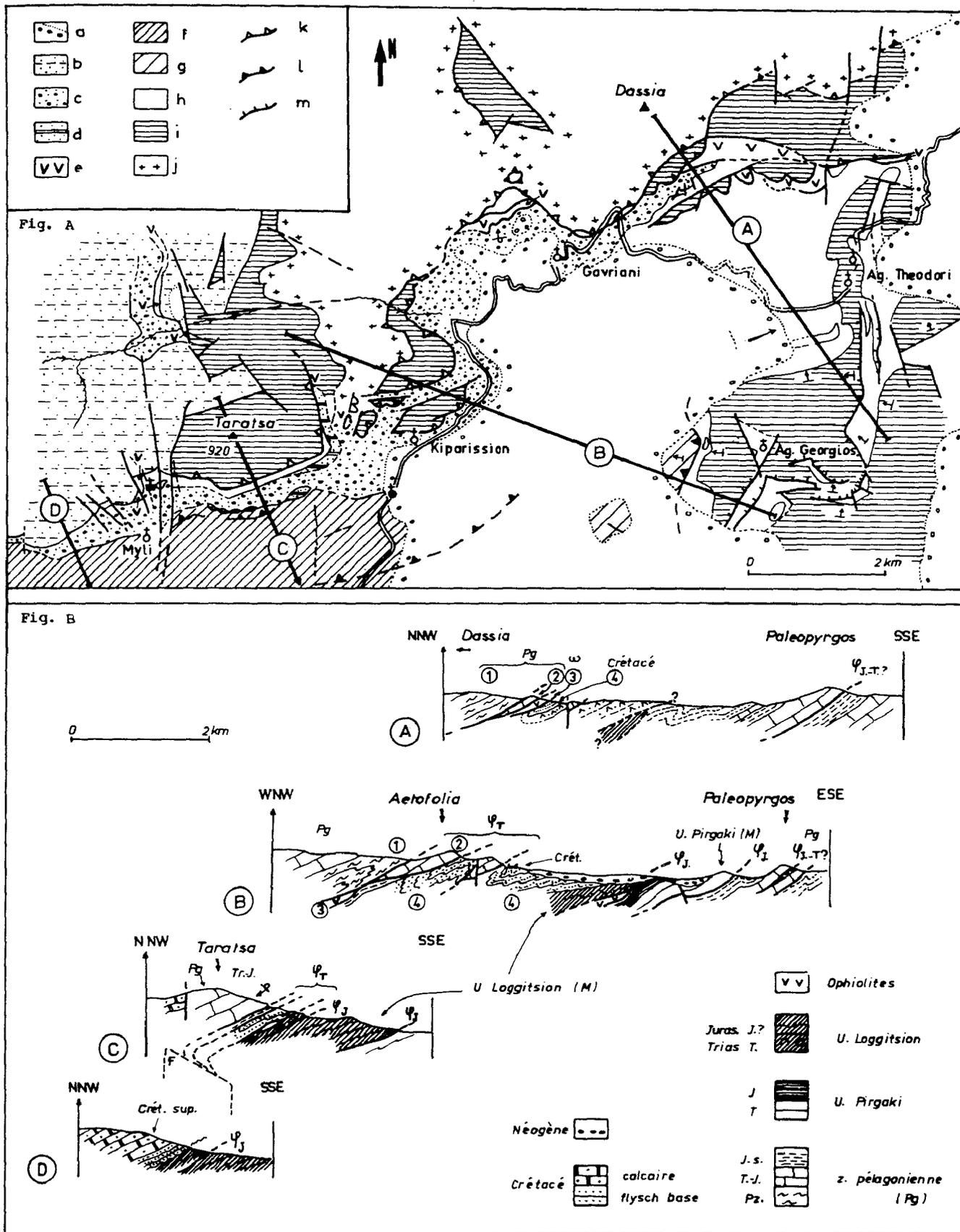


Fig. 287. - Tectonique tertiaire en Othrys orientale. Fig. A. schéma géologique et structural de l'accident de Gavriani. - fig. B. coupes situées sur la figure A.

Carte (fig. 287 A). - a. Néogène. - b. calcaires du Crétacé supérieur. - c. flysch crétacé de base. - d. calcaires albo-cénomaniens. - e. ophiolites. - f et g. Unités maliaques. - f. U. de Loggitsion. - g. U. de Pirgaki. - h à j. séries pélagoniennes. - h. formations pré-ophiolitiques et Volcano-Détritique du Malm. - i. calcaires triasico-jurassiques. - j. schistes ocellés paléozoïques. - k à m. contacts anormaux. - k. tertiaires. - l. anté-crétacé supérieur. - m. d'âge non déterminé (k ou l).

Coupes. - Numéros 1 à 4; voir texte. - abréviations. - Pz. Paléozoïque. - T. Trias. - J. Jurassique. - J.s: J. supérieur. - Pg. Unités pélagoniennes. - M. U. maliaques.

b2.1. Analyse à l'échelle de la carte.

Les fronts tectoniques de la structure de Gavriani présentent des directions actuelles voisines de NE-SW. Cependant, une terminaison périscyclinale du synclinal couché est visible dans la partie nord-orientale de la structure : ce dispositif pourrait résulter du recul du front des accidents vers le Nord à ce niveau, du fait de l'érosion.

La structure d'ensemble indique un déversement vers le Sud (Sud-Est à Sud-Ouest), sans plus de précisions.

b2.2. Analyse des microplis et schistosités (fig. 288).

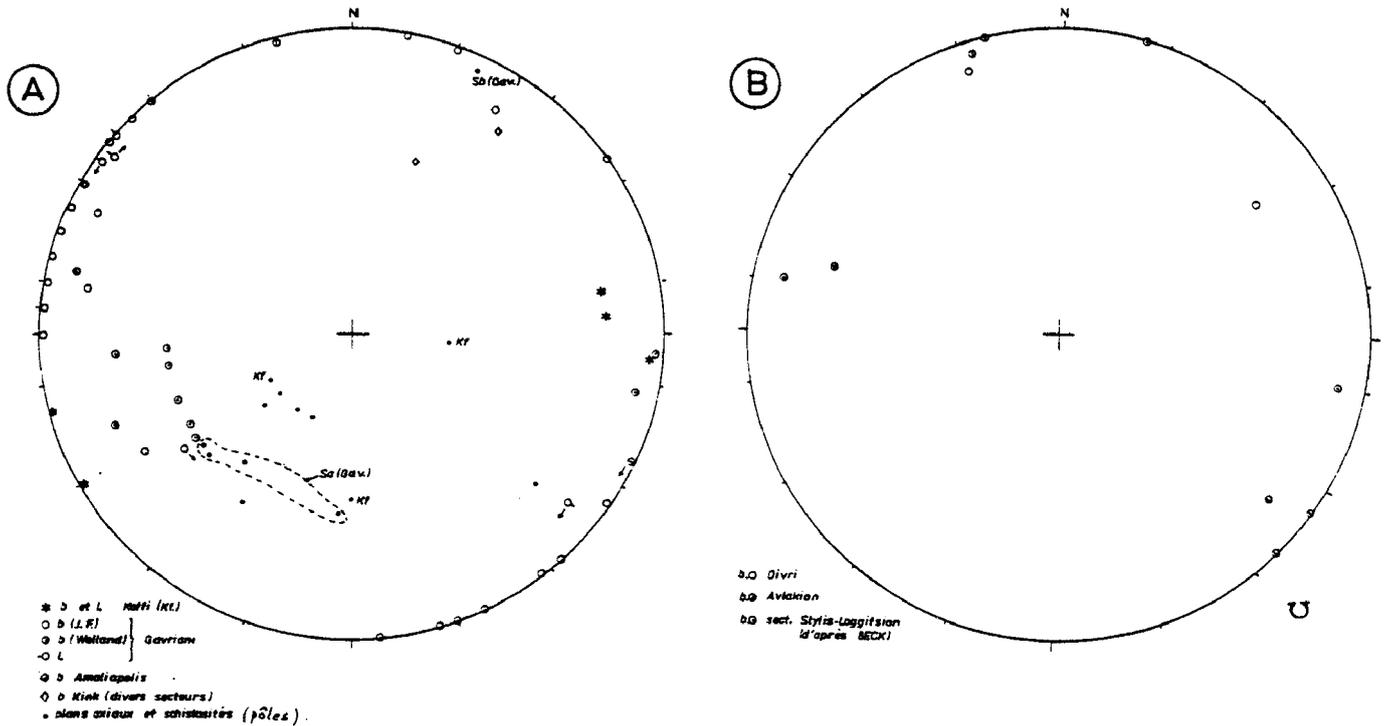


Fig. 288. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs au Crétacé supérieur-Paléocène d'Othrys centrale occidentale (B) et d'Othrys orientale (A). Canevas de Schmidt. Hémisphère inférieur (u) ; valable pour tous les stéréogrammes.

De nombreux plans de schistosités de direction et pendage variés sont visibles dans les schistes crétacés du synclinal couché de Gavriani. J'ai étudié plus en détail les affleurements situés sur le flanc des vallées qui encadrent Gavriani (fig. 287 A) :

- à l'Ouest (bord de la vallée longeant le mont Aetofolia), la schistosité à pendage Nord en moyenne est bien développée, mais recoupe très obliquement les plans de stratigraphie qui semblent avoir été plissés avant le développement de la schistosité. Les linéations d'intersection sont, de ce fait, variées.

Cette schistosité bien développée, dont la direction est proche de celle des contacts anormaux sus-jacents et qui affecte le flanc normal du synclinal situé sous l'accident, me paraît pouvoir être associée à la structure principale : elle indiquerait un mouvement général vers le Sud. Cependant, il s'agit là d'un affleurement situé au niveau d'une courbure (en carte) de l'accident de Gavriani, qui pourrait être due à l'effet de failles anciennes, ce qui pourrait avoir modifié la structure d'ensemble ;

- à l'Est de Gavriani, juste avant l'entrée du village, affleurent des schistes crétacés qui reposent sur des corps éruptifs "ophiolitiques". Les linéations d'intersection mesurées sur le terrain entre les plans de stratigraphie (So) et les schistosités (S) les mieux développées (plans très serrés, linéations fines, etc...) oscillent entre 0 N 90 et 0 N 140. Il faut cependant ici distinguer deux schistosités principales : l'une, Sa (pendage Sa = 50 N 53 à 55 N 33), pend vers le Nord-Est, alors que l'autre, Sb (pendage Sb = 85 N 205), plonge vers le Sud. Les plans de stratigraphie (So) sont subhorizontaux. Dans la mesure où cet affleurement semble correspondre au flanc normal du synclinal situé sous le chevauchement, c'est Sa qui serait

associé au mouvement principal ; les linéations d'intersections ($L_{So/Sa}$) ayant des directions (calculées) comprises entre N 125 (4 N 305) et N 145 (2 N 143), le déversement se ferait vers le Sud-Ouest. Les linéations $L_{So/Sb}$ calculées montrent des directions N 290-300 (10 N 296). Toutefois, d'autres plis et linéations se répartissent selon des directions différentes, ENE-SSW notamment (déversement vers le SSE), apparemment peu compatibles avec les données précédentes. Ainsi, dans le flanc inverse du synclinal crétacé (existence de graded-bedding) situé sous des coqueaux ophiolitiques, juste au Nord de Gavriani, les rapports schistosité-stratigraphie ($L_{So/S} = 35 N 235$) indiquent très clairement des déversements vers le N 145 (SE à SSE).

Dans la mesure où les affleurements donnent des indications hétérogènes, il ne paraît pas opportun d'établir des moyennes de ces différences, dont certaines peuvent être locales.

Cependant, je retiendrai que la plupart des directions de plis et de linéations se répartissent, en Othrys orientale (fig. 288), autour de la direction Est-Ouest, et qu'il existe une dispersion importante de ces directions. Cette dispersion apparente peut être due à l'existence de plusieurs phases distinctes (de direction transverse N 55-85, puis voisine de N 120-140) et/ou de modifications locales dues à l'influence de failles préexistantes.

Quoi qu'il en soit, le raccourcissement maximum se fait dans une direction subméridienne et le déversement des structures, globalement vers le Sud (SE à SW).

b3. Problème de l'"enracinement occidental".

Pour comprendre cet enracinement brutal, il faut tenir compte des faits suivants :

- le caractère "avancé" de cet enracinement (fig. 287 A) a pu être accentué du fait du recul vers le Nord du front de l'accident sous l'effet de l'érosion, puisque le synclinal crétacé disparaît progressivement vers l'Est ;

- l'existence de failles subméridiennes qui recoupent l'accident de Gavriani. De ce fait, il est possible qu'un enracinement normal de pli-faille ait existé et qu'un décalage horizontal dextre ait amené ultérieurement la série inverse du Taratsa vers le Sud, directement au contact de la série crétacée normale affleurant à l'Ouest de Myli (fig. 287 A) ;

- la répartition des brèches crétacées à éléments de marbres triasico-jurassiques probablement liées à des paléofailles. Ces brèches disparaissent vers l'Ouest dans le secteur d'enracinement de l'accident, près de Myli, où elles sont d'ailleurs caractérisées par des blocs remaniés de très grande taille (plusieurs dizaines de centimètres et peut-être plusieurs mètres parfois). La présence de telles paléofailles subméridiennes anté-crétacées dans le secteur de Myli, permet d'expliquer à la fois le caractère particulier de l'enracinement et l'importance des différences observées de part et d'autre de Myli.

La répartition d'ensemble de ces brèches crétacées (Othrys orientale et Pelion-Sud) selon une direction transverse (NE-SW) par rapport aux directions dinariques montrent, par ailleurs, que des secteurs d'érosion plus ou moins transverses (horsts ?) existaient au cours du Crétacé supérieur. Les accidents tertiaires comme celui de Gavriani, ont donc pu être guidés, pour partie, par de telles structures préexistantes.

2. AUTRES STRUCTURES TERTIAIRES MAJEURES EN OTHRYS ORIENTALE.

a. L'ECAILLE DU KATO-PRIONI (A L'EST DE NIES).

Cette unité, plus métamorphique que les terrains Crétacé supérieur voisins d'Amaliapolis-Nies, est constituée de formations supposées d'âge crétacé supérieur (cf. 3e partie, fig. 242) que l'on peut tenter de rattacher aux séries de la partie septentrionale de la presqu'île de Trikkeri (fig. 280).

b. DISHARMONIES OU CONTACTS MAJEURS AU SEIN DE LA SERIE CRETACEE.

L'existence en Othrys orientale, dans la série crétacée, d'une masse calcaire puissante comprise entre des ensembles de type flysch, facilite le développement de contacts tectonisés entre ces différentes formations. Smith *et al.* (1975) considère qu'il s'agit là de contacts majeurs. J'admets pour ma part, que ce sont là des disharmonies, comme semble le prouver l'âge des formations en contact : Sénonien inférieur à la fois au sommet du flysch basal et à la base des calcaires sus-jacents, près de Myli, par exemple.

Différent me paraît être le problème posé par les affleurements du mont Taramas (798 m) au Sud-Est de Vrinena. Au niveau du mont Taramas, les brèches crétacées à éléments de marbres reposent directement sur les marbres triasico-jurassiques pélagoniens par l'intermédiaire d'un contact subhorizontal ne montrant pas de traces évidentes de tectonisation ; le flysch basal bien que très épais juste au Nord, y est absent (fig. 142 A).

Deux interprétations sont envisageables :

- ou bien il s'agit d'un contact tectonique, et les traces de tectonisation sont masquées par le fait que les terrains affectés sont recristallisés et schistosés, comme tous les terrains d'Othrys orientale ;

- ou bien le mont Taramas représente un témoin du domaine surélevé ayant fourni les éléments de marbres triasico-jurassiques, aux mégabrèches crétacées. L'absence du flysch basal serait alors due à une absence de dépôt ou à une érosion intra-Crétacé supérieur, précédant le dépôt des mégabrèches. Dans cette seconde hypothèse, la présence de schistes à Radiolaires du Malm, représentant la partie supérieure de la série pélagonienne, juste au pied du Taramas, s'expliquerait en admettant que ce sont là des blocs affaissés, épargnés par l'érosion intra-Crétacé supérieur.

3. PLIS ET SCHISTOSITES AFFECTANT LES TERRAINS CRETACES D'OTHRYS ORIENTALE.

Cette analyse concerne les terrains crétacés de la partie septentrionale de l'Othrys orientale, à l'exclusion de la structure de Gavriani étudiée précédemment.

Trois secteurs (fig. 288) ont fourni des plis métriques à décamétriques intéressants et des schistosités plus ou moins bien développées : le secteur Amaliapolis-Nies et les secteurs du monastère Xenias et Koffi (flysch basal).

Bien qu'assez peu nombreuses, ces mesures montrent une bonne concentration des axes de plis et linéations d'intersection (So/S principale) autour de la direction Est-Ouest, avec déversement vers le Sud (Koffi).

Près d'Amaliapolis, en revanche, existent de très beaux plis, parfois à schistosité de plan axial, de direction N 115 à N 175, déversés vers le Sud-Ouest.

B. OTHRYS CENTRALE ET OCCIDENTALE : DES DEFORMATIONS TERTIAIRES PEU MARQUEES (?).

1. DEFORMATION D'ENSEMBLE.

Dans ce secteur où les terrains crétacés sont peu plissés, il est possible de reconstituer les déformations d'ensemble en prenant comme surface de référence, supposée subhorizontale au départ, les niveaux de base de la couverture transgressive crétacée. Il est, à priori, difficile de déterminer la part qui revient aux bombements, d'une part, aux failles verticales d'autre part, dans la répartition des altitudes de ce niveau de référence. Cependant, les rejets verticaux semblent faibles, même cumulés, par rapport à l'influence des plis à grand rayon de courbure, vis-à-vis de ces altitudes.

La carte de répartition des altitudes de la base du Crétacé (fig. 304) révèle une structure en dôme dont le point culminant connu est le mont Jerakovouni, où les niveaux de base du Crétacé affleurent à 1 550 m d'altitude environ.

La connaissance de cette déformation d'ensemble est naturellement intéressante en soi, mais également, et surtout, vis-à-vis du dispositif anté-crétacé supérieur que l'on peut ainsi rétablir dans son état immédiatement antérieur à la transgression (fig. 304).

2. REMARQUE.

En dehors de plis, dômes ou horsts déjà signalés affectant les grands ensembles crétacés de Divri (à l'Ouest) et surtout de Koulia (à l'Est), les structures tectoniques tertiaires d'ordre supérieur ou inférieur (fig. 288 B) sont rares en Othrys centrale et occidentale au niveau des terrains crétacés.

C. LES ACCIDENTS VERTICAUX AFFECTANT DES TERRAINS CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE.

Différents types de failles peuvent être distingués.

1. LES FAILLES A REJET VERTICAL PREDOMINANT.

Elles sont nombreuses et faciles à distinguer là où elles mettent en contact les niveaux crétacés et des terrains plus anciens, mais elles sont difficiles à identifier au sein des masses calcaires principales.

Les plus importantes de ces failles possèdent des directions subméridiennes, NNE-SSW à NNW-SSE : c'est le cas sur la bordure orientale du synclinorium de Divri et au niveau de la limite occidentale de celui de Koulia, par exemple (fig. 280 et 286).

Ces failles ne semblent pas être héritées de structures anciennes, puisque les faciès situés de part et d'autre sont comparables, pour des niveaux de même âge naturellement.

2. LES FAILLES OU LINEAMENTS D'OTHRYS LIMITANT DES BLOCS GEOLOGIQUEMENT DIFFERENTS : PERSISTANCE DE FAILLES ANCIENNES (?).

Ce problème a été évoqué dans un chapitre précédent (cf. 4e partie, chapitre II). Dans le cas considéré du massif de l'Othrys, trois linéaments ou groupe de failles ont été reconnus (fig. 283 et 286) :

- le linéament ENE-WSW séparant l'Othrys des Kassidiaris (F k.s.) ;
- le linéament NW-SE, Stylis-Domokos (F s.d.), à la limite entre les blocs d'Othrys occidentale et d'Othrys centrale-orientale ;
- les failles du Sperchios, de direction ENE-WSW (F sp. 1 à 4).

La plupart de ces structures linéaires (F k.s., F s.d., F sp. 1 et 2) affectent des terrains crétacés-paléocènes ; elles ont donc fonctionné lors des phases tertiaires et peut-être quaternaires. Cependant, les différences entre les terrains triasico-jurassiques observés de part et d'autre de ces linéaments sont souvent nettement plus marquées que celles qui caractérisent les terrains crétacés-paléocènes : il est donc logique d'admettre qu'il s'agit là de structures anciennes (paléohelléniques) ayant rejoué lors des phases tertiaires.

a. LE LINEAMENT NW-SE, STYLIS-DOMOKOS (F s.d., fig. 283 et 286).

Il est peu visible sur le terrain mais apparaît assez bien sur les clichés-Landsat 1 (8 septembre 1972, canal 5 notamment).

On constate qu'au Sud-Ouest de ce linéament, les séries maliaques de type Garmeni Rachi et les séries des unités paléohelléniques sous-jacentes ne réapparaissent plus. Cependant, les unités de Loggitsion et les laves de Fourca existent des deux côtés.

Il s'agit peut-être d'une ancienne flexure (faillée ?) anté-crétacée, née à la limite d'un bloc résistant, aux séries d'affinités continentales (unités pélagoniennes et maliaques inférieures), et d'un bloc caractérisé par la présence de séries d'affinités océaniques (roches denses ophiolitiques, séries de Loggitsion à laves triasiques bien développées).

Près de Stylis (extrémité Sud-Est), ce linéament paraît avoir joué en décrochement dextre (décalage des blocs ?), mais près de Domokos le mouvement semble différent (décalage de F k.s. ?). Il pourrait s'agir de mouvements d'âge différent car les éléments de référence sont respectivement des terrains d'âge anté-crétacé et tertiaire. En raison de la nature même des éléments de référence utilisés mais aussi de l'absence d'observations précises sur le terrain (structures mal exprimées, au Sud-Est, ou très complexes, près de Domokos), ces conclusions restent hypothétiques.

b. LES FAILLES DU SPERCHIOS ENE-WSW (F sp. 1 à 4, fig. 283 et 286).

Quatre accidents importants, de direction ENE-WSW, sont présents en bordure du Sperchios (sp. 1, 2, 3, 4, du Sud-Est au Nord-Ouest).

Sur photo-satellite (Landsat 1, 8 septembre 1972, canal 7), on constate que le plus méridional (sp. 1) affecte la bordure du Parnasse au Sud du Sperchios, et qu'il a donc joué après le Crétacé supérieur (fig. 282). De même, l'accident sp. 3 est jalonné au Nord d'Agrilia, près d'Agios Anna, de témoins de calcaires crétacés qui indiquent que l'accident a joué après le Crétacé supérieur (fig. 286).

Cependant, ces accidents limitent des ensembles anté-Crétacé supérieur (blocs de Profitis Ilias-Agios Paraskevi, bloc d'Agrilia, laves de Fourca et bloc de Kastri) nettement différents, alors que les niveaux crétacés qui les recouvrent à l'Est, bien qu'affectés par ces accidents, semblent être peu décalés, verticalement et/ou horizontalement, par ces derniers (fig. 286).

Cette différence (probable) dans l'importance des décalages des formations anté-Crétacé supérieur et Crétacé supérieur-Paléocène serait là encore la preuve de la présence de ces failles dès les phases paléohelléniques.

La nature des mouvements engendrés le long de ces failles lors des différentes phases tectoniques n'a pu être définie clairement :

- l'agencement des différents accidents fait penser à un système, en échelon de décrochements senestres, mais ce type de déplacement n'est peut-être pas caractéristique de chacune des phases reconnues ;

- il n'est pas impossible que la série du Parnasse ait subi de tels mouvements décrochants le long de la faille sp. 1, mais l'absence d'un élément de référence parnassien au Nord du Sperchios ne permet pas de conclure catégoriquement. Par ailleurs, le rejet vertical majeur mis en évidence par les différences d'altitude existant entre les unités des zones internes et les unités béotiennes de part et d'autre du Sperchios, est suffisant pour expliquer la présence à l'affleurement de la série du Parnasse au Sud du Sperchios dans le prolongement (selon les directions helléniques NNE-SSW) des unités ophiolitiques et maliaques d'Othrys occidentale. Ce rejet vertical est postérieur à la mise en place tectonique des unités béotiennes, et même très probablement plio-quadernaires (Pegoraro, 1972 ; Péchoux *et al.*, 1973 ; Philip, 1976).

c. LE LINEAMENT SEPTENTRIONAL F k.s. (cf. 4e partie, chapitre II).

IV. DEFORMATIONS AFFECTANT LES TERRAINS ANTE-CRETACE SUPERIEUR D'OTHRYS : DISPOSITIF PALEOHELLENIQUE ET REJEUX TERTIAIRES (?)

Ces terrains ont non seulement subi les effets des phases tertiaires, mais aussi ceux des phases anté-Crétacé supérieur, dites paléohelléniques. C'est naturellement en Othrys centrale et occidentale, là où les phases tertiaires sont peu marquées que le décryptage des événements paléohelléniques est le plus "aisé".

Le dispositif structural précoce correspond fondamentalement à un empilement d'unités tectoniques (nappes), peu épaisses en général (quelques centaines de mètres) nées au cours de phases tectoniques anté-Crétacé supérieur, aux dépens des séries pélagoniennes, maliaques et ophiolitiques.

L'historique de ces découvertes a été évoqué précédemment (cf. 4e partie, chapitre IV, paragraphe I).

A. ARGUMENTS EN FAVEUR D'UNE TECTONIQUE MAJEURE D'AGE JURASSIQUE TERMINAL-CRETACE INFÉRIEUR EN OTHRYS.

Les preuves de cette tectonique majeure paléohellénique correspondent à l'existence :

- de conglomérats puissants à la base de la couverture crétacée ;
- de discordances angulaires visibles sur le terrain (plis de Platania) ;
- d'une discordance majeure de la couverture crétacée qui cache des contacts tangentiels limitant les unités paléohelléniques ; cette discordance n'est repérable qu'à l'échelle de la carte : cas des synclinaux de Gavriani et de Koulia, dont les niveaux crétacés continus reposent sur des unités différentes constituées de terrains d'âge paléozoïque supérieur à jurassique supérieur.

B. DESCRIPTION DES DIFFERENTES UNITES (DISPOSITIF PALEOHELLENIQUE).

1. VUE D'ENSEMBLE.

Les cartes, les coupes et les panoramas (fig. 280, 281 A, 289 et suivantes) mettent en évidence la superposition de différentes unités constituées de terrains anté-crétacés en Othrys, à savoir, de bas en haut : les unités pélagoniennes, les unités maliaques inférieures (Chatala, Pargaki, Garmeni-Rachi) et les unités maliaques supérieures (unité inférieure de Loggitsion = unité d'Agrilia, et unité supérieure = unité de Kalamakion) et les unités de l'assemblage ophiolitique. C'est dans cet ordre que je les décrirai.

Les cartes et les coupes de l'Othrys centrale (fig. 293 et 294 A et B) révèlent de façon claire les caractéristiques du dispositif structural anté-crétacé (paléohellénique).

Les coupes, le panorama et la carte de l'Othrys orientale (fig. 295 C et D, 296 et 297) montrent l'influence, sur ce dispositif précocé, des phases tectoniques tertiaires : les unités inférieures (pélagoniennes) du dispositif paléohellénique deviennent les unités supérieures du dispositif tertiaire, près de Pelasgia notamment (fig. 295 C et D).

2. LES UNITES PELAGONIENNES.

a. LES DEUX UNITES PELAGONIENNES D'OTHRYS CENTRALE.

Au Nord de l'Othrys centrale, on peut distinguer deux unités au sein des séries d'affinités pélagoniennes (fig. 289 à 292) : l'unité de Prosilia, à la base, l'unité du Messovouni, au sommet (Ferrière, 1972, 1973 c, 1974 a, b). Malgré les évidences (*cf. infra*), cette conclusion ne semble pas avoir été acceptée par les auteurs anglo-saxons ayant étudié ce secteur (Smith *et al.*, 1975, par exemple).

a1. L'unité de Prosilia (fig. 289 à 292).

Cette unité, qui apparaît dans trois fenêtres distinctes (fig. 289), est en fait complexe, et des répétitions de couches d'origine tectonique s'y observent (fig. 289 à 291 et 2e partie, chapitre III, fig. 79 et 80).

La nature précise de ces répétitions n'a pu être déterminée avec certitude étant donné le caractère restreint de la "fenêtre de Prosilia" (pourtant la plus vaste de ces fenêtres).

L'importance dans l'unité de Prosilia des masses de calcaires gris-noir d'âge jurassique moyen-supérieur, par rapport aux faciès de même âge de l'unité du Messovouni, par exemple, est incontestablement d'origine sédimentaire pour l'essentiel, mais cet effet est accentué par les phénomènes tectoniques qui conduisent à des répétitions par écaillage et plis couchés (fig. 290).

L'observation de la falaise bordant à l'Est la profonde vallée qui sépare le mont Flambouri des huttes de Prosilia montre l'importance de ces perturbations et la présence possible de ces structures plissées (fig. 291).

a2. Unité du Messovouni (fig. 289 à 292).

Le contact de base correspond à un cisaillement qui met en rapport les calcaires triasiques ou jurassique inférieur de cette unité sur les niveaux pélito-siliceux du Malm de l'unité de Prosilia. Ce cisaillement est bien visible sur le flanc oriental du mont Xerovouni (fig. 292).

Il semble que la série calcaire qui constitue cette unité soit assez peu déformée dans la mesure où cela a pu être déterminé (datation des couches insuffisante dans certains secteurs).

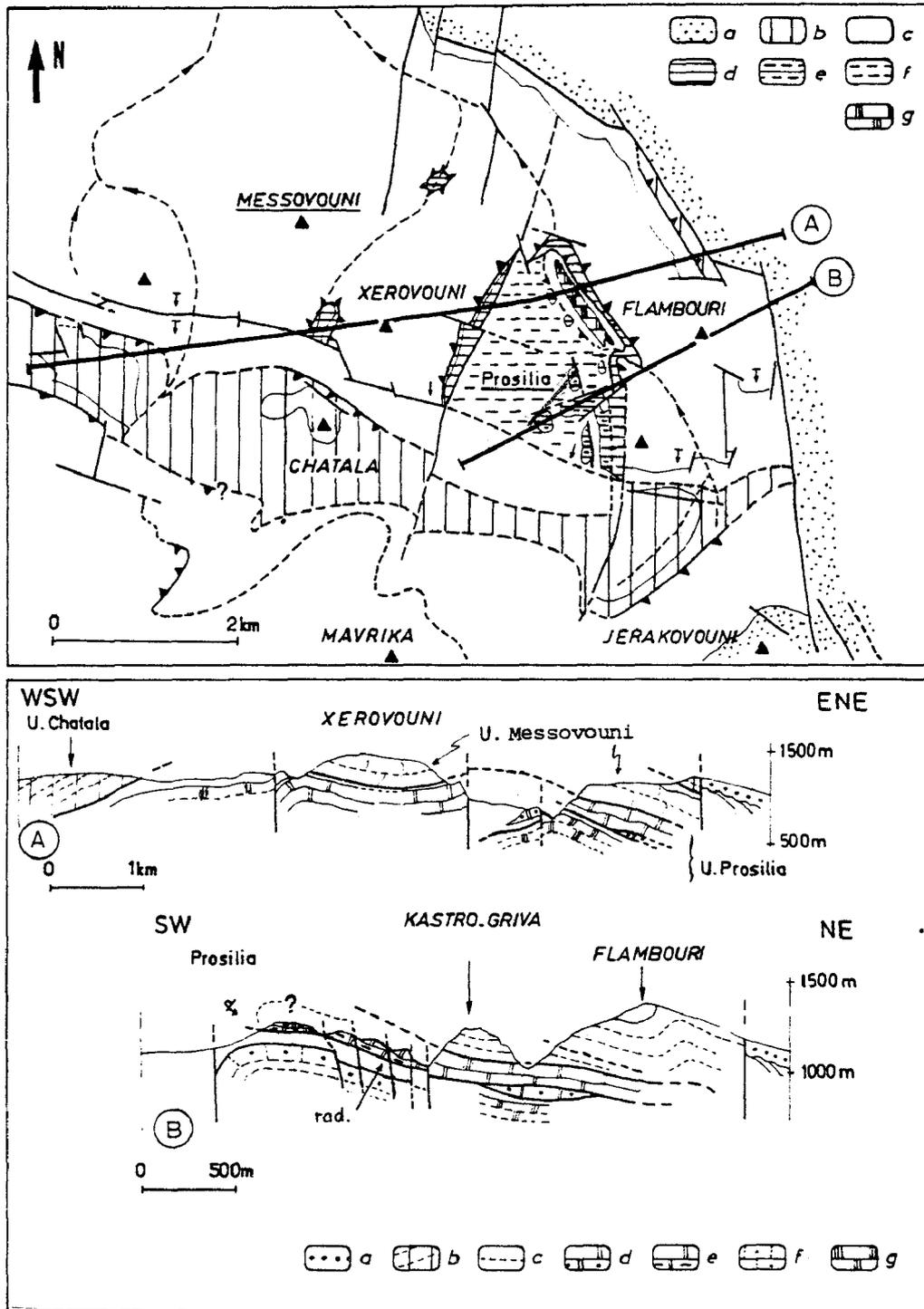


Fig. 289 et 290. - Tectonique. Les unités pélagoniennes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale ("fenêtre de l'Othrys").

Carte (fig. 291). - a. Crétacé. - b. unité de Chatala (les unités maliaques sus-jacentes sont en blanc). - c. U. pélagonienne du Messovouni. - d. U. supérieure de Prosilia. - e à g. U. inférieure de Prosilia. - e. calcaires du Malm (série inverse) et du Lias. - f. radiolarites. - g. calcaires du Malm (f.e).

Coupes (fig. 292). - a. Crétacé. - b. U. de Chatala. - c. U. du Messovouni. - d. U. supérieure de Prosilia (calcaires jurassiques ou liasiques avec un point). - e à g. U. inférieure de Prosilia. - e. calcaires du Malm en série inverse (?). - f. calcaires liasiques. - g. calc. du Malm.

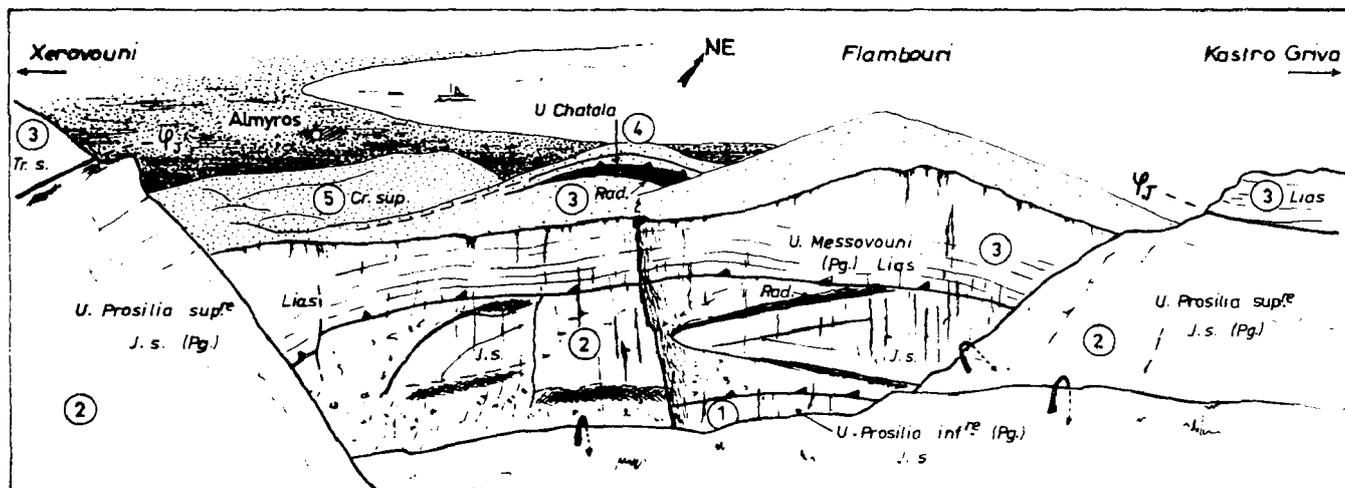


Fig. 291. - Tectonique. Panorama de la falaise du mont Flambouri (d'après dessin sur le terrain, vue vers le Nord-Est, au centre).

On devine des plis couchés hectométriques dans cette falaise mais la direction de la charnière et le sens de déversement n'ont pu être déterminés.

Les numéros sont explicités sur le dessin. Abréviations. - Tr.s. Trias supérieur. - J.s. Jurassique supérieur. - Pg. Pélagonien.

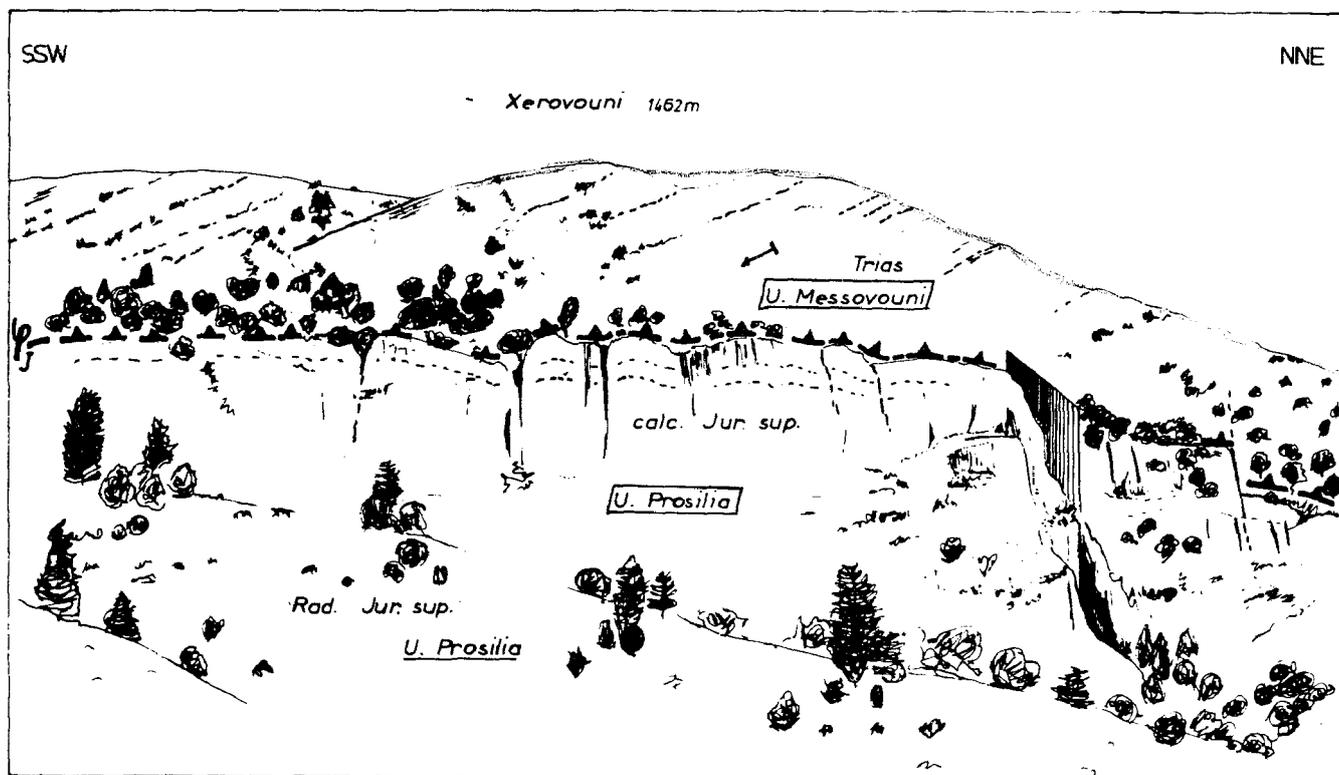


Fig. 292. - Tectonique. Panorama de la falaise orientale du mont Xerovouni (d'après photographie, vue de l'Est).

L'unité du Messovouni paraît ici cisailée à sa base.

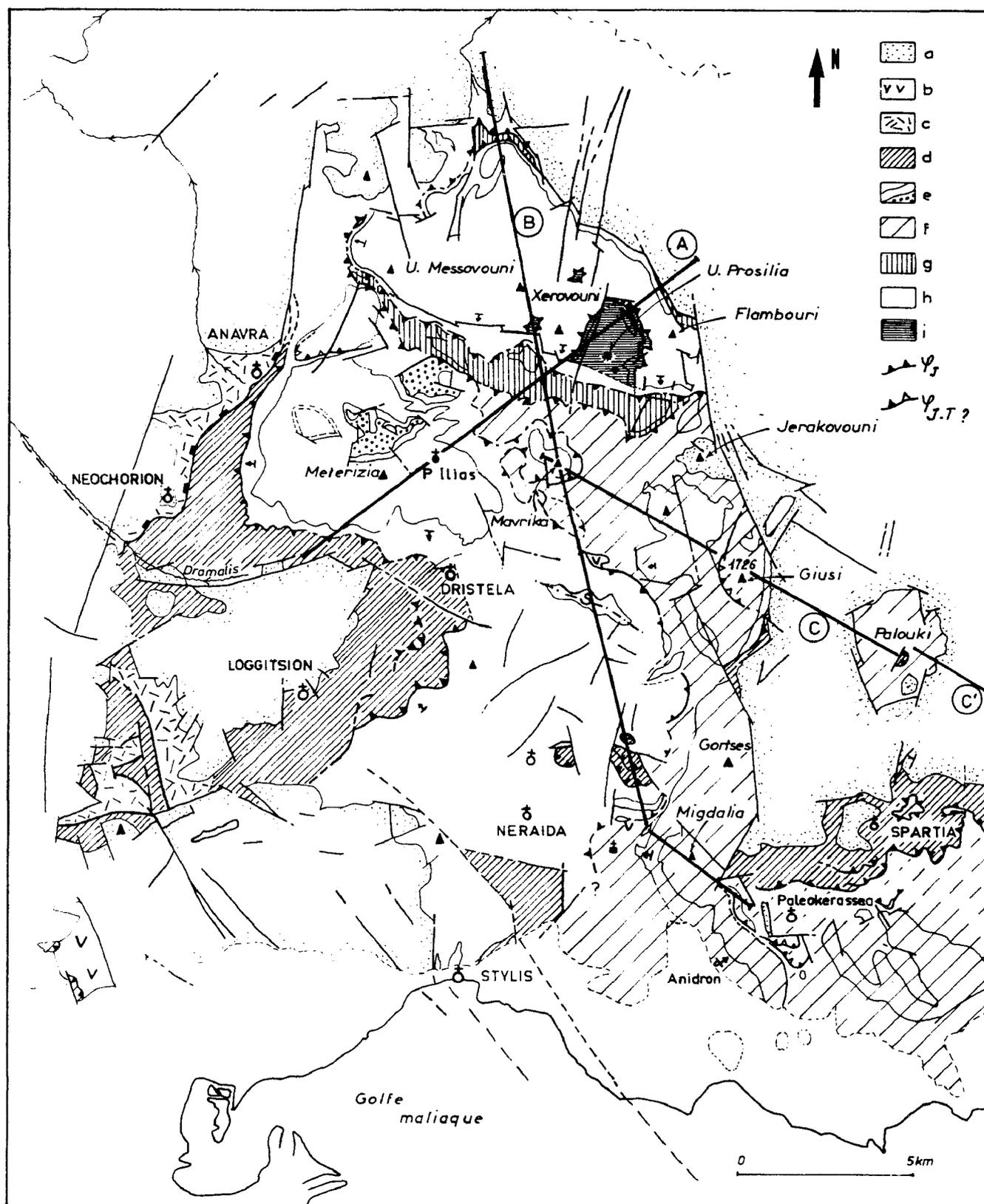


Fig. 293. - Tectonique. Schéma géologique et structural de l'Othrys centrale : aperçu sur le dispositif structural paléohellénique.

Coupes A, B voir fig. 294. - coupes C, C' voir fig. 295.

a. Crétacé supérieur. - b. péridotites. - c. pillow-lavas de Fourca. - d à g. unités maliaques. - d. U. de Loggitsion. - e. U. de Garmeni-Rachi à base permienne (pointillés). - f. U. de Pirgaki. - g. U. de Chatala. - h et i. unités pélagoniennes - h. U. du Messovouni. - i. U. de Prosilia.

Abréviations : J. Jurassique. - T. Tertiaire.

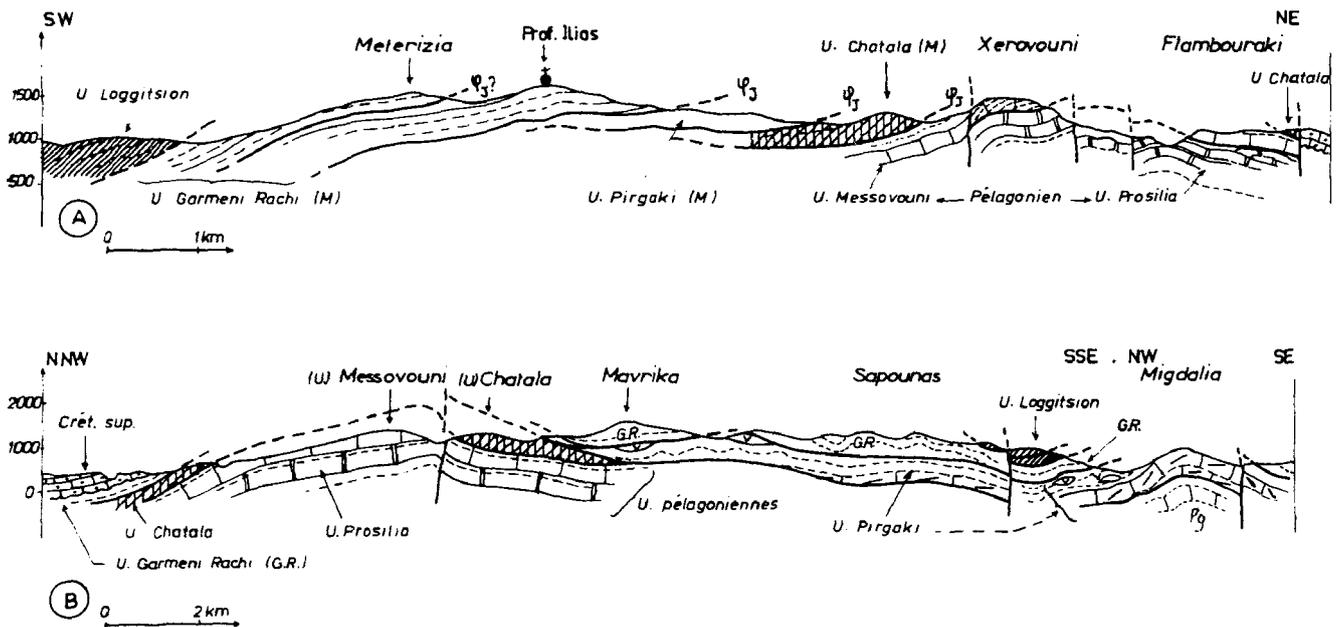


Fig. 294. - Tectonique. Coupes dans le dispositif structural paléohellénique d'Othrys centrale. A et B fig. 293.

b. L'UNITE (OU LES) UNITE(S) PELAGONIENNE(S) D'OTHRYS ORIENTALE.

b1. Les faits (fig. 295 à 297).

Les séries pélagoniennes d'Othrys orientale sont très recristallisées, la mise en évidence d'unités tectoniques ne peut dès lors être supportée par les études stratigraphiques.

Si certaines des répétitions de marbres gris massifs (Trias-Jurassique) et de schistes pé-lito-radiolaritiques sont incontestablement d'origine sédimentaire (à l'Ouest du mont Paleopyrgos, par exemple), d'autres paraissent être d'origine tectonique (Profitis Ilias, au Nord ; flanc méridional du Paleopyrgos, au Sud). Cependant, ces répétitions semblent mineures par rapport à la logique d'ensemble, les niveaux paléozoïques apparaissant à la base du dispositif structural sauf au niveau de l'accident tertiaire de Gavriani, qui a pour effet d'inverser localement le dispositif structural paléohellénique (unités pélagoniennes sur unités maliaques).

Deux secteurs peuvent être distingués de part et d'autre de cet accident de Gavriani (fig. 295 et 297) :

- au Sud, l'unité pélagonienne réapparaît sous les unités maliaques. Celles-ci surmontent des schistes siliceux et des calcaires recristallisés pélagoniens à *Cladocoropsis* ;
- au Nord, les séries maliaques n'existent plus mais une unité péridotitique plurikilométrique (monastère Xenias) recouvre directement les séries pélagoniennes.

b2. Interprétation.

Les quelques répétitions marbres gris-schistes rouges, supposés être d'origine tectonique, n'ont pu être datées précisément : une reprise tertiaire est pour le moins probable puisque les directions structurales qui sont ici transverses (mont Profitis Ilias, Paleopyrgos Sud et Est), sont parallèles à l'accident tertiaire de Gavriani.

Les différences observées entre les secteurs situés au Nord et au Sud de l'accident tertiaire de Gavriani résultent, quant à elles, des phases anté-Crétacé supérieur, puisque des niveaux crétacés recouvrent normalement les péridotites supra-pélagoniennes au Nord, et les unités maliaques au Sud :

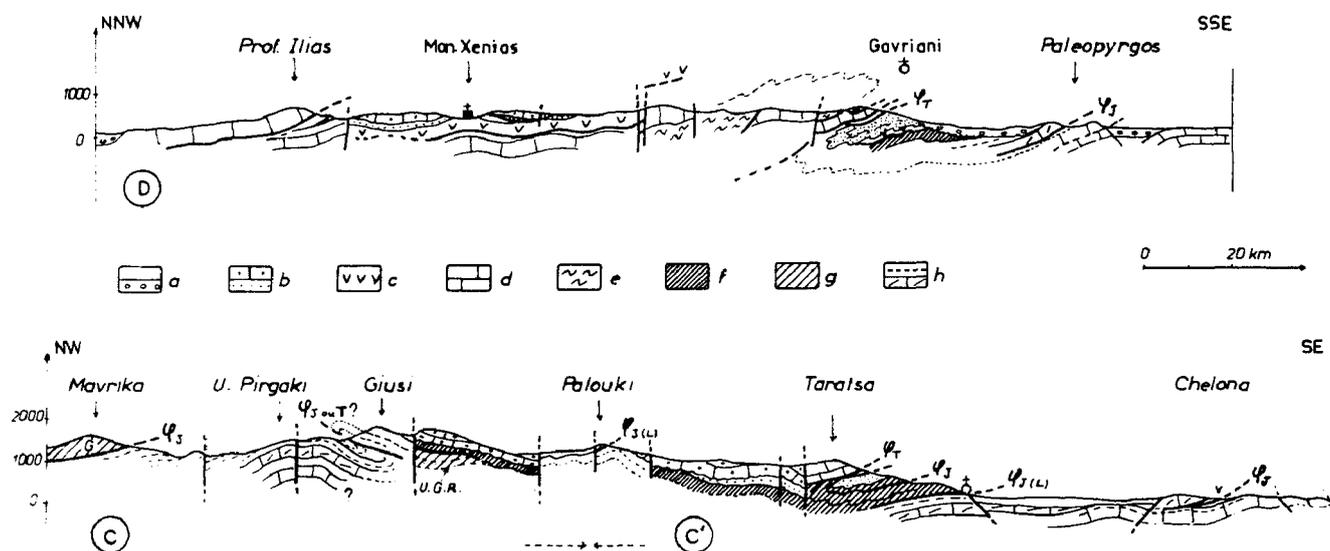


Fig. 295. - Tectonique. Coupes en Othrys orientale (C et D fig. 297).

Ces coupes montrent la reprise du dispositif paléohellénique par les phases tertiaires : les unités pélagoniennes recouvrent les unités maliaques lors de ces phases récentes (cf. Gavriani : coupe D ; Taratsa : coupe C).

a. Néogène, Quaternaire. - b. Crétacé (flysch de base et calcaires). - c. ophiolites. - d. calcaires-marbres pélagoniens. - e. schistes oeilés, paléozoïques pélagoniens. - f. U. de Loggitsion (M). - g. U. de Garmeni-Rachi (M). - h. U. de Pargaki (M).
 Abréviations : J. Jurassique. - T. Tertiaire. - M. Maliaque.

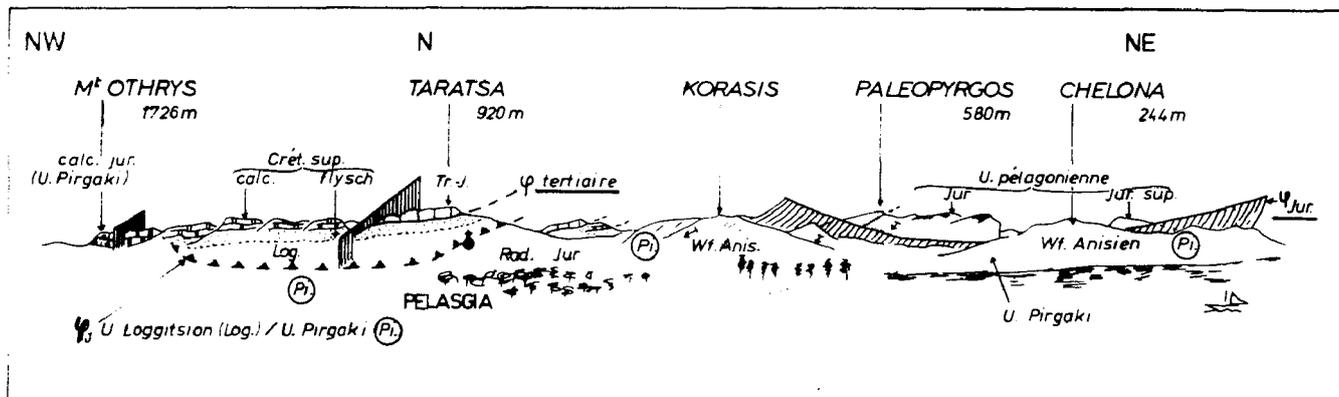


Fig. 296. - Tectonique. Panorama du site de Pelasgia (d'après photographie).

Les unités anté-crétacé supérieur visibles à l'Est sont recouvertes au Tertiaire par l'unité pélagonienne du Taratsa.

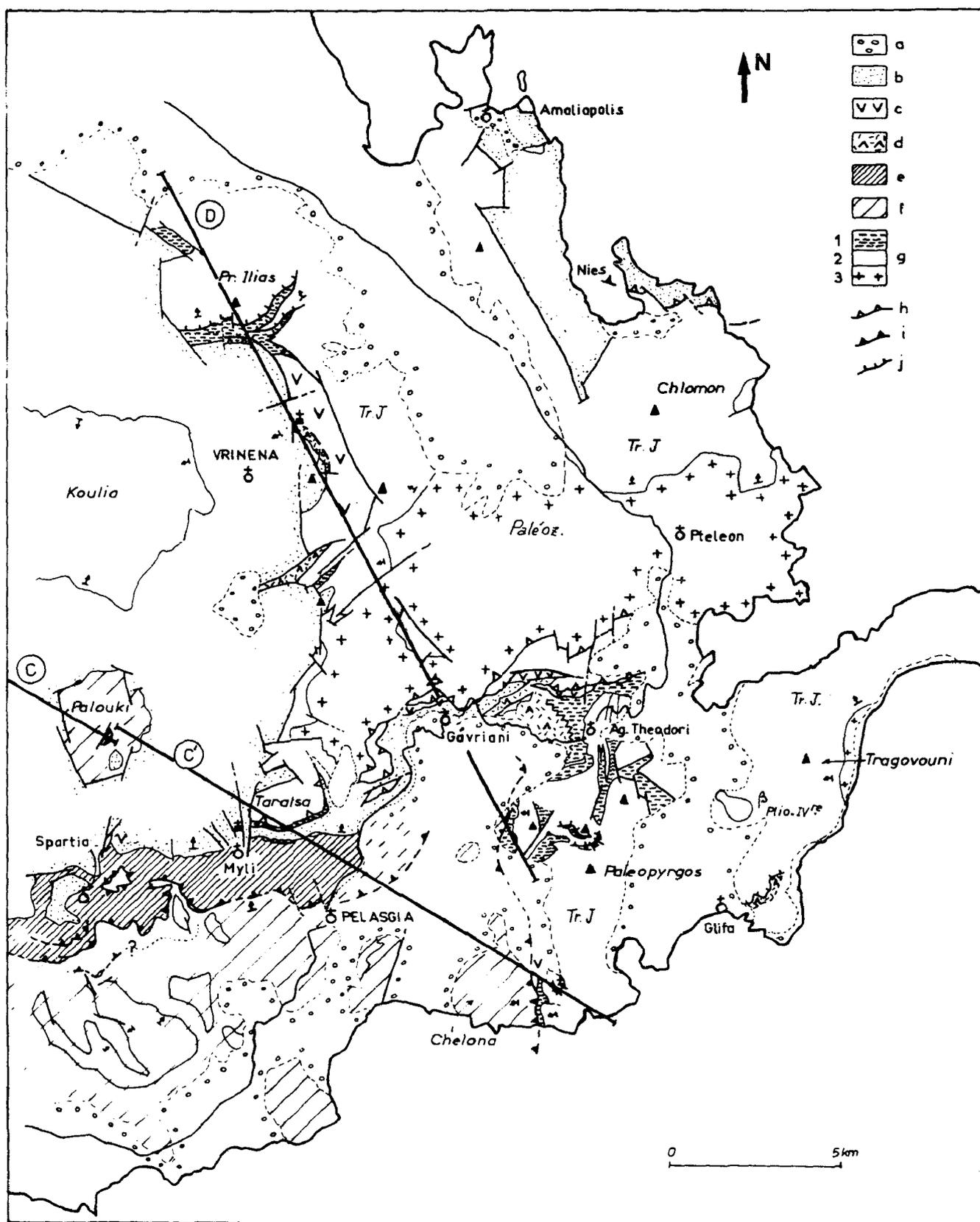


Fig. 297. - Tectonique. Schéma géologique et structural de l'Othrys orientale. C C' et D, coupes fig. 295.

a. Néogène-Quaternaire. - b. Crétacé. - c. péridotites. - d. "Volcano-Détritique". - e. U. de Loggitsion (maliaque). - f. U. de Pirgaki (maliaque). - g 1. formations pré-ophiolitiques. - g 2. calcaires marmoréens triasico-jurassiques. - g 3. schistes oeilés paléozoïques. - h à j. Contacts anormaux. - h. Tertiaires. - i. anté-Crétacé supérieur. - j. d'âge non précisé (h ou i).

- le dispositif paléohellénique n'est donc pas homogène au niveau de l'Othrys orientale, indépendamment des phénomènes d'érosion anté-Crétacé supérieur ;
- des relations causales existent probablement entre cette hétérogénéité précoce de l'Othrys orientale et la genèse de l'accident tertiaire de Gavriani.

c. CONCLUSIONS.

Les corrélations entre les unités pélagoniennes d'Othrys centrale et orientale ne sont pas établies avec certitude (voir également 2e partie, fig. 86) :

- si l'on se réfère à la position des unités maliaques, l'unité pélagonienne d'Othrys orientale méridionale correspond à l'unité du Messovouni, d'Othrys centrale ;
- en revanche, les répétitions tectoniques observées au sein des différentes unités et la nature même des faciès sédimentaires (importance des niveaux à *Cladocoropsis* par exemple) conduisent à établir une équivalence entre l'ensemble pélagonien d'Othrys orientale et l'unité de Prosilia d'Othrys centrale.

D'autres hypothèses sont envisageables mais paraissent moins probables, telles que :

- la présence de deux unités pélagoniennes différentes en Othrys orientale, au Nord et au Sud de l'accident de Gavriani : la dernière (au Sud), homologue supposée de l'unité du Messovouni, aurait chevauché primitivement la première (au Nord), équivalente à l'unité de Prosilia. Cela ne repose que sur la présence ou l'absence des unités maliaques et n'explique en aucun cas la présence de l'unité péridotitique du monastère Xenias au Nord ;

- l'indépendance totale des unités pélagoniennes d'Othrys centrale et orientale, les premières représentant par exemple la marge orientale du Pélagonien, et les secondes, un secteur plus occidental de celui-ci. Cette hypothèse explique les quelques différences observées entre les deux secteurs concernés (pélites du Jurassique supérieur par exemple : Holtzapffel, 1981), mais ne permet pas d'interpréter de façon simple les nombreuses ressemblances.

3. LES UNITES MALIAQUES INFERIEURES.

a. UNITE DE CHATALA.

Cette unité, qui est la plus basse de l'ensemble maliaque (fig. 293, 298 et 299), n'est bien définie que sur la bordure méridionale de l'unité du Messovouni en Othrys centrale, au niveau des monts Likorrachi, Chatala et Kedro Rachi, où elle est caractérisée par des séries pour l'essentiel en position normale, d'âge trias supérieur-jurassique supérieur. Le contact tectonique de base correspond à un décollement -sur des niveaux volcano-sédimentaires triasiques (?) - mais vers l'Ouest, la série est cisailée et seuls des copeaux calcaires décamétriques subsistent à l'Ouest du Strimbes (fig. 299).

J'ai rattaché à cette unité de Chatala des séries surmontant tectoniquement l'unité du Messovouni sur les bordures septentrionale et orientale de cette dernière, bien que ces séries présentent des faciès d'affinités pélagoniennes assez marquées, considérant qu'il s'agissait là essentiellement de passages de faciès (fig. 293).

La "non-continuité" des affleurements considérés permet évidemment d'autres hypothèses, impliquant notamment l'existence, à l'Est de la fenêtre pélagonienne d'Othrys centrale, de plusieurs unités tectoniques indépendantes surmontant directement l'unité du Messovouni, ce qui est déjà le cas à l'Ouest où l'unité de Chatala est réduite à quelques copeaux.

b. UNITE DU PIRGAKI.

Cette unité qui regroupe des affleurements situés sur les bordures occidentale et méridionale du synclinal crétacé de Koulia, présente des séries relativement homogènes (fig. 293 et 297).

Le contact de base n'est visible en Othrys orientale, qu'à l'Est de Pelasgia, où les niveaux carbonatés werféno-anisiens de l'unité du Pirgaki recouvrent les schistes rouges et les marbres jurassiques pélagoniens (fig. 297).

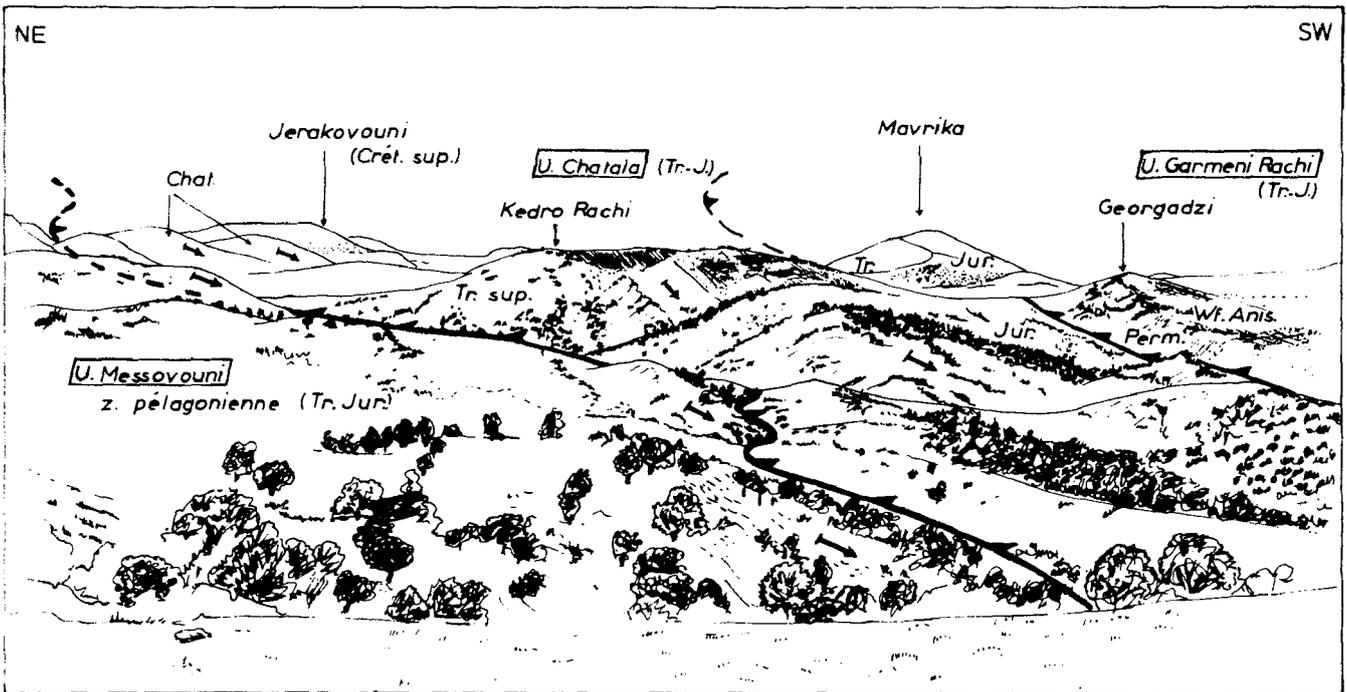


Fig. 298. - Tectonique. Panorama sur les unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (d'après photographie; vue vers le Sud-Est au centre du dessin).

Deux unités maliaques (Garmeni-Rachi et Chatala) surmontent ici l'unité pélagonienne du Messovouni.

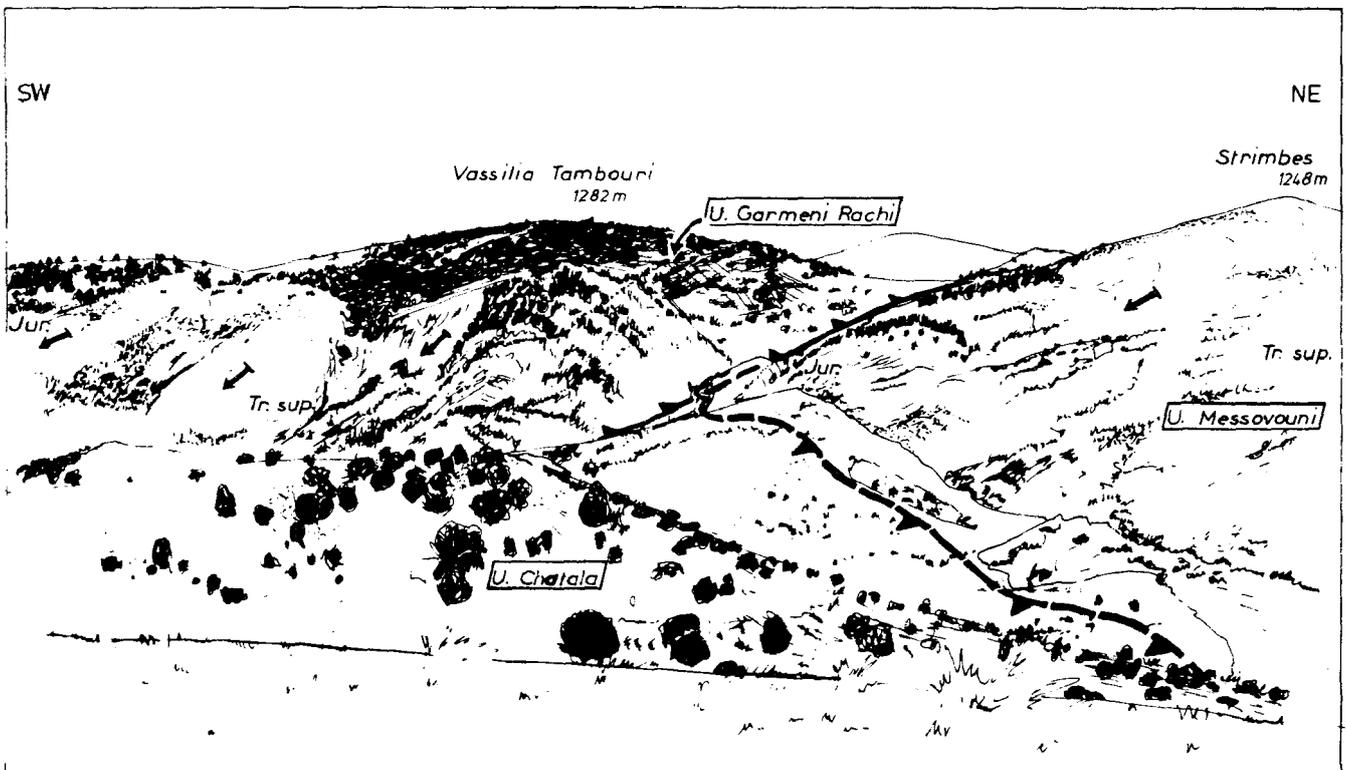


Fig. 299. - Tectonique. Panorama sur les unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (d'après photographie; vue vers le NW au centre du dessin).

L'unité maliaque de Chatala disparaît ici vers le Nord entre les unités de Garmeni-Rachi (U. maliaque) et du Messovouni (U. pélagonienne).

La limite supérieure avec l'unité de Garmeni-Rachi est plus incertaine : nette sur la transversale des monts Pirgaki-Mavrika (fig. 293 et 294 A et B), elle devient plus floue au Sud, sur la retombée occidentale des monts Gortsés-Migdalia. Des plis-failles importants affectent d'ailleurs cette limite occidentale (fig. 293).

c. UNITE DE GARMENI-RACHI.

L'unité de Garmeni-Rachi (fig. 293 et 294) est recouverte par les unités maliaques supérieures dites de Loggitsion qui reposent sur les termes siliceux d'âge jurassique supérieur de la première nommée.

La limite inférieure est plus complexe puisque cette unité repose à la fois sur l'unité du Pirgaki au Sud, l'unité de Chatala et l'unité du Messovouni au Nord de l'Othrys centrale (fig. 293). Par ailleurs, ce contact de base est nettement cisailant puisqu'il recoupe les niveaux permien, werféno-anisien, carniens et noriens de cette unité de Garmeni-Rachi.

Cette particularité par rapport à l'unité du Pirgaki constituée d'une série voisine s'explique si l'on tient compte de la différence de puissance des séries calcaires werféno-anisiennes au sein de ces deux unités (faible épaisseur pour l'unité de Garmeni-Rachi).

De nombreux replis et même des chevauchements affectent les terrains de l'unité de Garmeni-Rachi, mais l'ordre stratigraphique d'ensemble est respecté, à l'échelle de l'unité.

4. LES UNITES MALIAQUES SUPERIEURES OU UNITES DE LOGGITSION.

a. APERCU GENERAL.

Il s'agit en fait d'un ensemble souvent complexe caractérisé par la présence de séries sédimentaires triasico-jurassiques peu épaisses, associées à des formations effusives triasiques puissantes. Ces unités maliaques supérieures ou unités de Loggitsion affleurent de Pelasgia à l'Est, au Katsichorachi à l'Ouest, soit sur une distance Est-Ouest de l'ordre de 70 km (fig. 280).

En Othrys centrale et orientale, il n'existe parfois qu'une seule unité tectonique (sur les transversales de Neochorion et Anavra par exemple, fig. 293 et 300) mais on note aussi des redoublements tectoniques (secteurs de Loggitsion et Paleokerassea) sans qu'il soit possible de déterminer s'il s'agit d'unités tectoniques majeures indépendantes ou de simples redoublements par plis couchés ou écaillages localisés (fig. 293).

En revanche, en Othrys occidentale, affleurent très clairement deux unités tectoniques superposées à séries de type Loggitsion (fig. 301, coupe B et carte du secteur de Lamia) :

- l'unité d'Agriolia, la plus basse, est visible dans deux fenêtres de dimension modeste près de ce même village et plus à l'Est ;

- l'unité de Kalamakion directement surmontée par les laves de Fourca est plus largement représentée à l'affleurement.

Il n'a pas été possible de déterminer quelle était celle de ces deux unités qui réapparaissait par delà la couverture crétacée discordante, près de Neochorion, en Othrys centrale, mais le dispositif d'ensemble laisse supposer qu'il s'agit de l'unité inférieure (U. d'Agriolia).

De ce fait, je parlerai, pour cet ensemble constitué de séries de type Loggitsion, d'"unités maliaques supérieures", d'"unités de Loggitsion" ou encore de "nappe de Loggitsion" et réserverai les noms d'unités d'Agriolia et de Kalamakion au seul secteur d'Othrys occidentale.

b. LES SERIES DE GRAMMENI-TOURLA (OTHRYS OCCIDENTALE).

Les séries et les unités de Loggitsion restent caractéristiques jusqu'au méridien de Moschokarya en Othrys occidentale où les deux unités se reconnaissent encore. Au-delà, des variations de faciès et des complications structurales rendent les attributions à l'une ou l'autre des unités du secteur de Lamia, plus aléatoire. Cependant, en tenant compte de la position des différentes unités par rapport aux unités ophiolitiques, on peut retenir les corrélations suivantes (fig. 301 C) :

- unité (série) de Grammeni = unité d'Agrilia (u. inférieure) ;
- unité (série) de Tourla = unité de Kalamakion (u. supérieure).

Ces égalités peuvent correspondre à des homologies mais il pourrait ne s'agir que d'analogies, la nature du contact avec les laves de Fourca n'apparaissant pas clairement. Celles-ci viennent en effet directement au contact des séries de Grammeni, de Tourla, et même de Kastri par l'intermédiaire d'un contact supposé tangentiel, mais l'hétérogénéité du soubassement sous ce contact fait penser que des accidents verticaux précoces ont pu limiter ces ensembles, recouverts ultérieurement par l'unité de Fourca.

5. LES UNITES DE L'ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE.

Ce problème a déjà été abordé dans la description des ensembles lithologiques de l'assemblage ophiolitique principal d'Othrys occidentale (2e partie, chapitre IV).

La distinction d'unités tectoniques au sein des assemblages ophiolitiques repose sur le fait que certains ensembles sont encadrés par des séries sédimentaires, ou que des faciès pétrographiques différents sont limités par des zones mylonitisées. En revanche, la reconnaissance d'unités tectoniques différentes au sein d'une même formation lithologique est particulièrement malaisée même si l'on peut parfois reconnaître des traces de mylonitisation.

a. LES FAITS.

a1. Parmi les unités à faciès éruptifs constituant l'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale, on peut citer, dans l'ordre structural et de bas en haut (2e partie, fig. 119 et 301 C) :

- l'unité des pillow-lavas de Fourca : sa base repose sur les unités de Tourla et peut-être de Grammeni et de Kastri, en Othrys occidentale. Elle affleure d'Anavra à l'Est, à Trilofon à l'Ouest. Elle semble se poursuivre dans le secteur de Farsala (fig. 118 et 280) ;

- l'unité harzburgitique de Metalleion (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.). Cette unité affleure selon une direction NE-SW et pourrait, elle aussi, se prolonger jusque Farsala (Richard, 1980) ;

- l'unité filonienne de Domokos (Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980 ; Courtin et Ferrière, en prép.). Sa continuité est envisageable entre Trilofon et Domokos, et peut-être même Farsala, mais des compléments pétrographiques seraient nécessaires pour étayer cette interprétation ;

- la nappe ophiolitique majeure de Mega-Isoma-Fournos-Kaitsa, avec de bas en haut (Aubouin, 1959 ; Menzies, 1973 ; Smith *et al.*, 1975 ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980) :

- + une unité de péridotites constituée de lherzolites et de harzburgites ;
- + une unité de gabbros, dits de Bogazi ;
- + une unité de roches filoniennes et effusives présentes à l'Ouest du mont Xerovouni.

a2. Les corps péridotitiques d'Othrys, indépendants de l'ensemble ophiolitique principal.

Des unités péridotitiques plurikilométriques, isolés, existent près de Lamia (fig. 301 A, B) et de Vrinena en Othrys orientale (fig. 297) ; elles ont été ou seront analysées dans des paragraphes particuliers (2e partie, chapitre IV et *cf. infra* : paragraphe IV, B, 6).

b. INTERPRETATION.

Les faits les plus marquants concernant les unités ophiolitiques me semblent être liés à la présence d'unités de roches éruptives basiques ou ultrabasiqes entre la nappe ophiolitique majeure de Mega-Isoma - Fournos-Kaitsa et les unités de Loggitsion.

L'importance en volume de ces "unités ophiolitiques intermédiaires" d'Othrys occidentale est variable. L'unité de Fourca est bien développée, alors que les unités de Metalleion et de Domokos apparaissent plus limitées. Ces dernières semblent malgré tout se développer jusque dans le secteur de Farsala (Richard, 1980), ce qui atteste de leur importance.

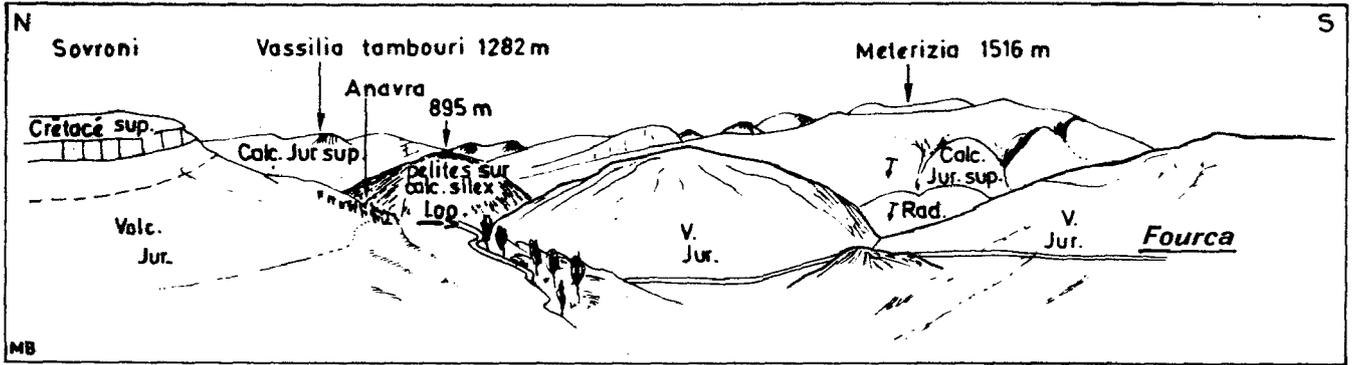
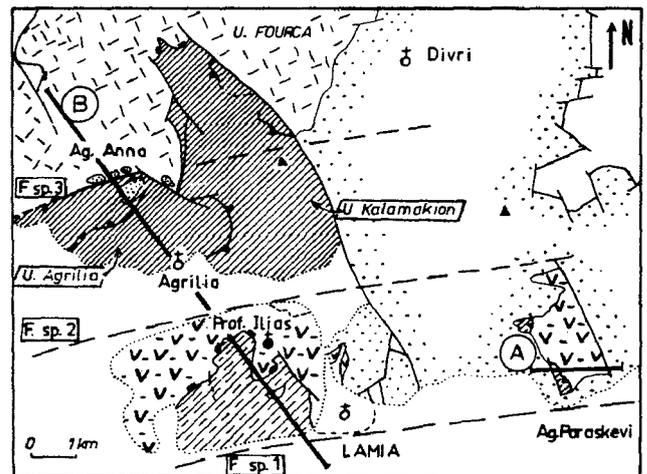
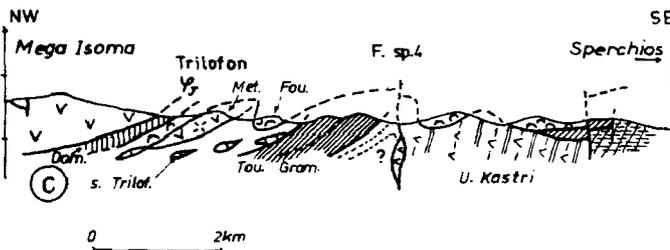
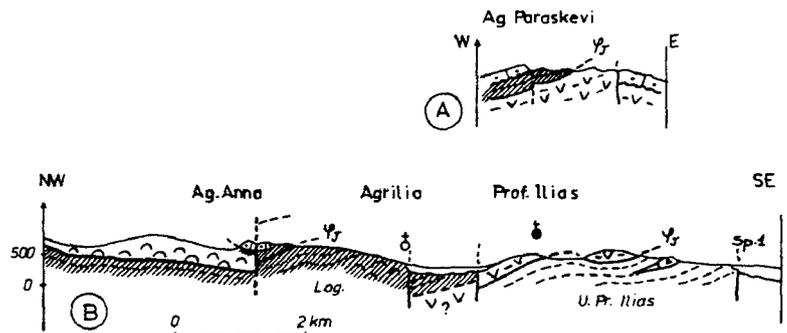
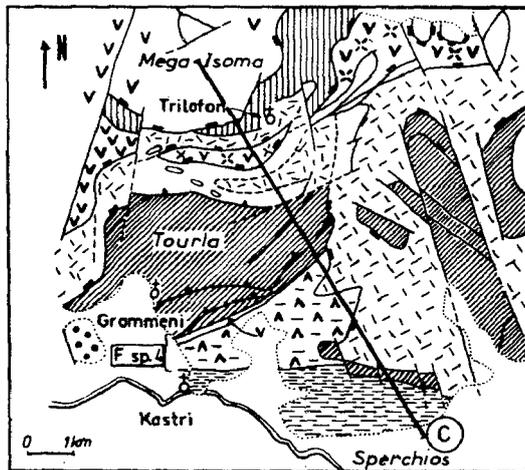


Fig. 300. - Tectonique. Panorama sur les unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (d'après photographies; vue vers l'Ouest au centre du dessin) : le site d'Anavra.

On voit ici la partie supérieure du dispositif paléohellénique : l'unité des pillow-lavas de Fourca (1er plan) recouverte par le Crétacé supérieur, surmonte l'U. de Loggitsion (près du village) qui repose sur l'U. de Garmeni-Rachi (Meteritzia, Vassilia Tambouri).



- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
| a | d | g | j | m |
| b | e | h | k | n |
| c | f | i | l | o |
| | | | p | |

Fig. 301. - Tectonique. Carte et coupes en Othrys occidentale.

A et B. Coupes dans le secteur de Lamia. - C. coupe dans le secteur de Grammeni-Trilofon.

a. Néogène-Quaternaire. - b. série béotienne. - c. Crétacé des zones internes. - d. péridotites du Mega-Isoma. - e. péridotites de l'unité de Lamia-Ag. Paraskevi. - f. harzburgites de l'U. de Metalleion (Met.). - g. U. des pillow-lavas de Fourca (Fou.) (ophiolites). - h. filonien de Domokos (Dom.). - i. diabase-radiolarites de l'U. de Kastri. - j. série terrigène de l'U. de Kastri. - k. U. de Profitis Ilias (maliaque). - l. U. de Loggitsion (maliaque). - m. Crétacé calcaire (coupes A et B). - n. pillow-lavas de Fourca (coupes B et C). - o. copeaux néritiques de la série de Trilofon (coupe C). - p. calcaires de la série de Profitis Ilias.

Du point de vue qualitatif, c'est l'ordre de ces unités dans le dispositif structural qui paraît original :

- les pillow-lavas de Fourca, supposés être liés originellement à une croûte de type océanique (cf. 2e partie, chapitre IV) affleurent à la base de l'édifice ophiolitique. L'hypothèse d'un grand pli couché affectant la croûte océanique lors de son charriage sur la marge continentale, envisagée en Nouvelle Calédonie (Avias, 1977) par exemple, ne peut être retenue ici, car l'ensemble présente une polarité normale (localement !). La présence de cette unité de pillow-lavas isolée implique l'existence d'un écaillage superficiel de la croûte océanique à l'avant de la nappe ophiolitique majeure, ou d'une diverticulation de cette dernière ;

- l'unité harzburgitique de Metalleion pourrait provenir d'un simple écaillage de la base de l'ensemble péridotitique du Mega-Isoma, mais il s'intercale entre les deux, une unité filonienne (unité de Domokos) dont la position s'explique alors difficilement. Une solution est d'admettre que ces trois éléments, péridotites de Mega-Isoma, "filonien" de Domokos et harzburgites de Metalleion ont subi des déplacements relatifs non négligeables. Une structure allongée, correspondant à un bloc ou haut-fond (horst ?) plus ou moins basculé (harzburgites de Trilofon et Metalleion, filonien d'Asproklissia et Domokos), situé en bordure de l'aire ophiolitique, aurait été chevauché et tectonisé lors des phases tectoniques paléohelléniques par la nappe ophiolitique majeure (Courtin et Ferrière, en prép.). Dans cette hypothèse, l'unité de Fourca pourrait provenir de ce bloc de Metalleion ou d'un domaine bordier situé entre celui-ci et la marge pélagono-maliaque.

6. LES UNITES RESTREINTES A DES SECTEURS LIMITES.

a. LE SECTEUR DE LAMIA (OTHRYS OCCIDENTALE).

Si l'on tient compte des affleurements situés de part et d'autre de cette ville (colline de Profitis-Ilias et secteur d'Agios Paraskevi), on relève de bas en haut (fig. 301 A et B) :

- l'unité sédimentaire de Profitis-Ilias, d'affinité maliaque mais à série particulière condensée, lacuneuse et bréchique, surmontant des pillow-lavas et des trachytes triasiques ;
- l'unité péridotitique de Lamia-Agios Paraskevi, que l'on retrouve de part et d'autre de Lamia ;
- une série de type Loggitsion, qui surmonte l'unité péridotitique précédente au Nord d'Agios Paraskevi.

Cet ensemble d'unités est séparé des unités caractéristiques plus septentrionales, telles que celles d'Agria et de Kalamakion, par des failles verticales ENE-WSW ayant probablement joué en décrochement senestre (F sp. 1 et 2, fig. 283 et 301 B).

Néanmoins, la présence de témoins de séries de type Loggitsion sur les péridotites montre que celles-ci ont été recouvertes par ces unités de Loggitsion et plus précisément par une unité correspondant à l'unité inférieure d'Agria, même s'il ne s'agit peut-être que de faibles recouvrements, au niveau d'accidents ancrés sur les décrochements.

La signification de ces unités par rapport au dispositif d'ensemble sera précisée dans un chapitre ultérieur (4e partie, chapitre IX), mais leur relation avec la "Transversale du Sperchios" est évidente (voir aussi fig. 181).

b. LE SECTEUR GRAMMENI-TRILOFON (OTHRYS OCCIDENTALE).

b1. L'unité (?) de Kastri (fig. 301 C).

En bordure du Sperchios, au Sud de Grammeni, apparaissent des séries quelque peu énigmatiques, regroupées sous le nom de "série de Kastri", qui sont séparées des séries de Grammeni et Tourla (unités rattachées à celles de Loggitsion) par un couloir de serpentinites subvertical (F sp. 4, fig. 301 C, carte).

Par comparaison avec le dispositif observé dans la colline de Profitis Ilias, près de Lamia, la série de Kastri pourrait représenter une unité indépendante, recouverte par des péridotites -ultérieurement relevées verticalement et écrasées le long de F sp. 4-, elles-mêmes en contact avec les unités de Loggitsion, et plus précisément celle de Grammeni.

D'autres hypothèses sont envisageables quant à la signification de cette "série de Kastri" : elle peut, par exemple, avoir constitué une unité autonome, limitée en permanence par des accidents subverticaux liés à la "Transversale du Sperchios", et ne jamais avoir été recouverte par les séries de type Loggitsion. Cette dernière hypothèse me paraît plus conforme aux observations relatives à la "Transversale du Sperchios" : les contacts tangentiels le long de cette structure ne seraient que des accidents de second ordre par rapport aux décrochements. L'unité de Fourca paraît d'ailleurs reposer anormalement sur les différentes unités séparées par ces contacts subverticaux, à moins que cette unité de Fourca ne soit elle-même limitée à l'Ouest par un contact vertical subméridien.

b2. La série sédimentaire (unité ?) de Trilofon (fig. 301 C).

Les calcaires néritiques triasiques (et jurassiques ?), caractéristiques de la série de Trilofon (Courtin, 1979), pourraient témoigner de l'existence locale d'une unité tectonique indépendante entre l'unité sous-jacente de Tourla (cf. unité de Loggitsion) et l'unité harzburgitique sus-jacente (bloc, horst ?) de Metalleion, ou même représenter la couverture d'une partie de ce haut-fond (supposé).

C. DEFORMATIONS PLICATIVES ET CHEVAUchemENTS AFFECTANT LES UNITES ANTE-CRETACE SUPERIEUR.

Naturellement, les déformations continues ou discontinues, d'âge tertiaire, signalées précédemment, affectent les unités précoces mais ces déformations sont surtout marquées en Othrys orientale et le long de structures particulières (Sperchios). Il est donc intéressant d'analyser les déformations qui se développent au sein des terrains anté-crétacés, en Othrys centrale et occidentale. La détermination de l'âge de ces déformations est de la plus grande importance, mais nous verrons que de nombreuses ambiguïtés subsistent.

1. ANALYSE D'UN SECTEUR CLE : LE SECTEUR DE PALEOKERASSEA.

De nombreux plis à flanc inverse bien individualisé, développé, au sein des séries de type Pirgaki et Loggitsion, caractérisent ce secteur (fig. 302 A à F et fig. 303 A).

a. PLIS DE L'UNITE DE PIRGAKI.

a1. Structures kilométriques.

Les coeurs anticlinaux sont représentés dans la série du Pirgaki par les calcaires massifs anisiens.

Plusieurs anticlinaux majeurs, de direction moyenne NW-SE, apparaissent dans ce secteur, d'Est en Ouest : deux ou trois anticlinaux au niveau du Mega Kotroni (fig. 302 A) et l'anticlinal complexe du Gortsés-Migdalia qui évolue en pli couché dit "pli couché d'Anidron" (fig. 302 A à D).

Le déversement du pli couché d'Anidron se fait vers le Sud-Ouest, alors que les plis se redressent au niveau du Mega Kotroni, à l'Est de Paleokerassea, où les plans axiaux sont subverticaux.

Bizarrement, le contact de l'unité de Loggitsion sus-jacente paraît peu affecté par les replis anticlinaux du Mega Kotroni qui semblent s'amortir dans les formations volcano-détritiques du Malm, ici très épaisses.

a2. Structures métriques associées au pli couché d'Anidron (fig. 303).

Ces plis sont en accord avec la structure kilométrique à déversement Sud-Ouest et présentent, plus précisément, des directions axiales comprises entre N 262 (N 82) et N 335 (N 155).

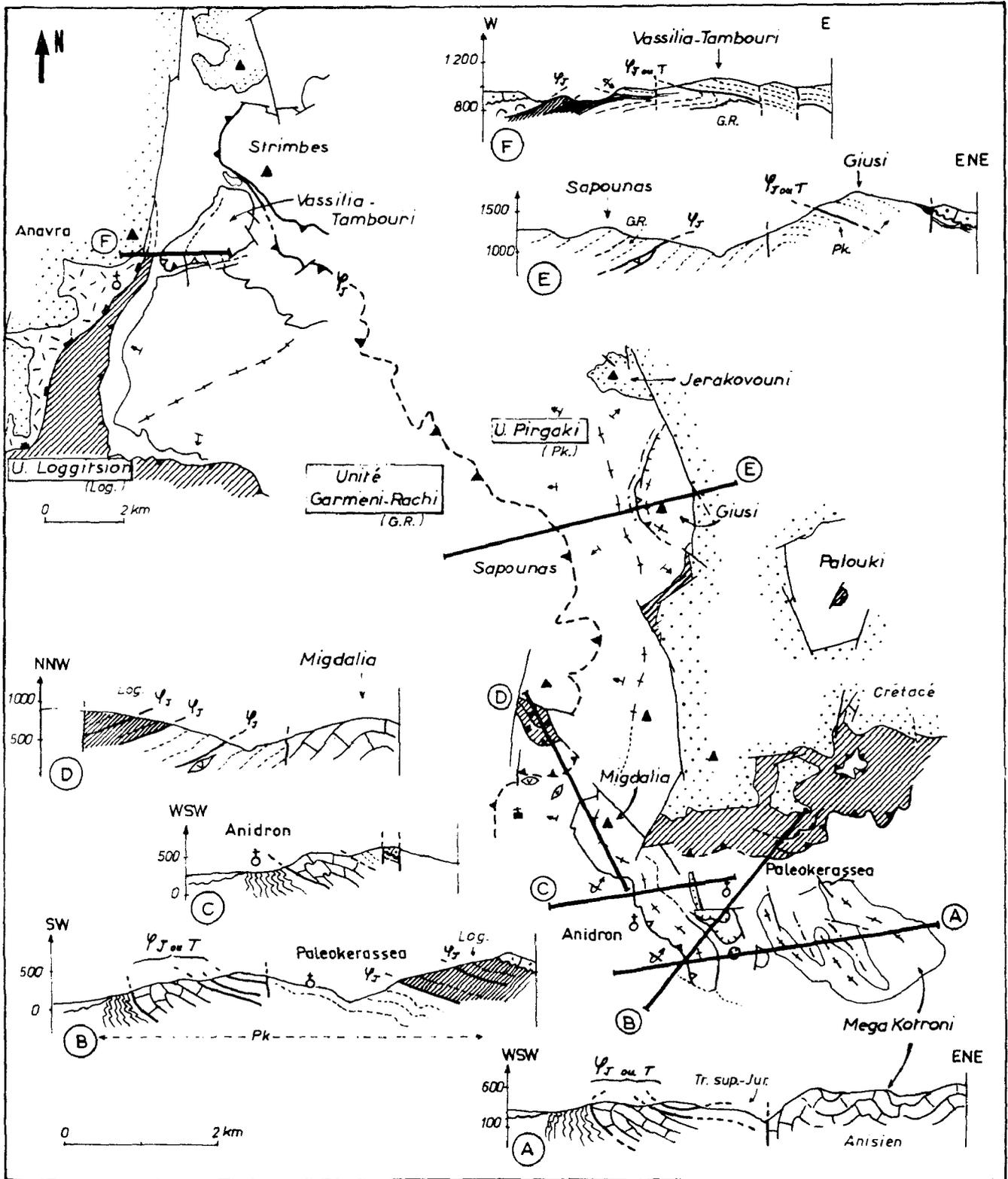


Fig. 302. - Tectonique. Cartes et coupes en Othrys centrale montrant des structures déversées vers le Sud-Ouest.

A à D. Pli-faïlle d'Anidron et structures voisines. - E, pli-faïlle du Guisi. - F, chevauchement (pli-faïlle ?) du Vassilia Tambouri près d'Anavra.

b. STRUCTURES AFFECTANT LA SERIE DE LOGGITSION : LES PLIS ANTE-CRETACE SUPERIEUR DE PLATANIA.

b1. Les faits.

Cette structure, décrite dans des publications antérieures (Clément et Ferrière, 1973 ; Ferrière et Vergely, 1976), présente un intérêt capital dans la mesure où elle est incontestablement d'âge anté-crétacé supérieur.

Les plis observés ont un plan axial incliné vers le Sud-Ouest et des axes de direction moyenne ESE-WNW (fig. 303 et 47, 2e partie).

b2. Interprétation.

La polarité de la série n'est pas connue avec certitude mais les Conodontes indiqueraient plutôt une série à polarité normale (d'après Kozur). Dans cette hypothèse, un déversement vers le Nord-Est serait envisageable.

Les plis de Platania sont situés dans le prolongement des plis du Mega Kotroni et à proximité du pli couché d'Anidron. Les axes étant assez voisins -N 270-316 pour Platania, N 262-335 pour Anidron ; fig. 303-, il est tentant de rapprocher ces deux ensembles de plis et d'admettre qu'ils sont nés lors d'une même phase tectonique, à savoir une phase anté-Crétacé supérieur, puisque tel est l'âge des plis de Platania. Cependant, si la polarité de la série de Platania est bien normale, les déversements de ces structures seraient opposés.

Il faut également remarquer que cette structure de Platania n'affleure que sur quelques dizaines de mètres, alors que le pli couché d'Anidron est d'ordre kilométrique ; on pourrait donc admettre que les plis de Platania ne soient que des plis exprimés localement, ou même des plis en éventail, comme semble le suggérer le redressement des couches affleurant dans la partie aval du torrent. Ainsi, même si la série de Platania possède une polarité normale -ce qui est probable-, un déversement d'ensemble vers le Sud-Ouest reste plausible.

Malheureusement, on ne peut exclure en toute rigueur qu'il s'agisse là de structures coaxiales paléohelléniques (Platania) et tertiaires (Anidron) comme cela est envisageable d'après le "calendrier" de Mercier et Vergely (1972 : JE 1 et CT 3).

2. LES AUTRES STRUCTURES PLISSEES HECTO- A KILOMETRIQUES DES SERIES DE PIRGAKI-GARMENI RACHI.

a. LES PLIS DU MONT GIUSI.

L'analyse stratigraphique a montré, au sein de cette série de type Pirgaki, des variations d'âge des couches selon la verticale, qui impliquent l'existence d'un pli-faille à flanc inverse étiré, ce que confirme l'analyse des plis décimétriques à hectométriques couchés, associés à cette structure (fig. 302 E ; voir aussi fig. 36, 2e partie).

Les caractéristiques du pli-faille du mont Giusi (axes b = 0 N 15 environ, plans axiaux inclinés vers l'Est, polarité des séries) indiquent un déversement vers l'Ouest.

Age : cette structure bute vers le Nord-Est, au niveau d'une faille verticale sur des terrains crétacés apparemment peu déformés. Elle pourrait donc être anté-Crétacé supérieur ; mais des disharmonies entre la couverture crétacée et le soubassement sont toujours possibles.

b. LE CHEVAUCHEMENT DU MONT VASSILIA-TAMBOURI.

Le long de la profonde vallée Est-Ouest qu'emprunte le sentier Anavra-Prosilia, on peut observer un important chevauchement qui se développe au sein de la série de Garmeni Rachi (fig. 302 F ; voir aussi fig. 98, 2e partie).

Des plis métriques sont présents à la base du contact ; leurs axes (b) subhorizontaux sont compris entre N 304 (N 124) et N 342 (N 162) (fig. 303). Le déversement, là encore, se fait vers le Sud-Ouest.

Les enracinements de cette structure chevauchante n'ont pu être observés du fait de la présence d'importantes failles verticales qui la limitent. Le front occidental du chevauchement affleure dans d'assez bonnes conditions mais paraît très complexe. Un élément à polarité inverse existe près du confluent des deux principales rivières ; lorsque cet élément inverse recule sous l'effet de l'érosion, le flanc normal inférieur peut réapparaître. La combinaison de ces diverses possibilités, décalées en outre par des failles verticales, permet d'expliquer la complexité observée sur le flanc occidental du mont Vassilia Tambouri.

Age : cette structure n'affecte pas les terrains crétacés qui dominent le village d'Anavra, mais on n'y relève pas non plus d'éléments de série de Loggitsion coincés sous le chevauchement ; on ne peut donc conclure quant à l'âge tertiaire ou anté-crétacé supérieur de cette structure.

c. LES AFFLEUREMENTS DE STYLIS.

Au Nord de la ville de Stylis, au niveau des dernières maisons, une carrière taillée dans les calcarénites jurassiques de la série de Garmeni Rachi montre de beaux plis métriques à décimétriques dont le déversement peut être analysé du fait de la présence de granoclassesments au sein des turbidites calcaires.

Les axes de plis (b) sont compris entre N 20 et N 30 ; les plans axiaux sont inclinés vers l'Est (25 N 100 en moyenne) et le déversement se fait vers l'Ouest.

3. LES DEFORMATIONS PLICATIVES AFFECTANT LES SERIES DES AUTRES UNITES.

a. UNITES PELAGONIENNES.

La complexité des déformations dans l'unité de Prosilia, au Nord de l'Othrys centrale, a déjà été signalée et la présence de grands plis couchés envisagée sans que des mesures précises aient pu être effectuées (fig. 291).

L'analyse détaillée de certains contacts anormaux, présents dans l'unité de Prosilia, révèlent des mouvements relatifs de l'unité supérieure, vers le Sud-Ouest.

Par ailleurs, il existe sur le bord méridional de la "fenêtre pélagonienne de l'Othrys centrale" une flexure importante parfois faillée (fig. 290 B) dont la nature et l'âge seront discutés ci-dessous (paragraphe 4).

b. UNITES DE LOGGITSION.

En dehors des plis anté-Crétacé supérieur de Platania décrits précédemment (paragraphe 1), on peut retenir certaines structures, présentes en Othrys occidentale :

b1. Plis au Sud du monastère Andinitsa.

Ces plis, développés dans l'unité de Kalamakion, montrent à nouveau un déversement vers le Sud-Ouest et des axes voisins de N 150.

b2. Plis à l'Ouest du monastère Maria-Magdalena.

Ces plis, développés au sein d'une série calcaro-siliceuse rougeâtre coincée entre l'unité de Kalamakion et l'unité de Fourca, appartiennent à une zone tectonisée d'allongement sub-méridien empruntée par la route Lamia-Farsala.

Contrairement aux structures plissées précédemment signalées, ces plis métriques ont des directions moyennes transverses (N 30 à N 100) et des plans axiaux inclinés vers l'Ouest comme l'essentiel des séries dans ce secteur.

Le déversement de ces plis mais aussi leur âge, et par conséquent leur signification, ne sont pas connus avec certitude. Le jeu de failles à plan vertical subparallèle à la direction d'ensemble de cette zone broyée peut d'ailleurs avoir modifié quelque peu leurs caractéristiques.

4. LES DEFORMATIONS MINEURES AFFECTANT LES TERRAINS ANTE-CRETACES D'OTHRYSS.

Le stéréogramme A (fig. 303) ne concerne que les plis mineurs associés aux structures majeures précédemment décrites. Sur le stéréogramme B (fig. 303) sont reportées toutes les données disponibles concernant les plis des terrains anté-crétacés d'Othryss, dont la position a été jugée non ambiguë. Les plis signalés par Beck (1972 et comm. personnelle), les plis reportés sur la carte de Nisbet (1974, *Ph. D.* non publié) figurent sur ce stéréogramme. Si l'on exclut les plis tardifs très ouverts et les plis d'Othryss orientale, on constate que le secteur compris entre N 0 (N 180) et N 60 (N 240) est pratiquement dépourvu de points.

Cela confirme naturellement les observations faites sur les grands plis en Othryss centrale.

Les concentrations de points ne permettent pas de distinguer d'éventuelles phases superposées tertiaires et anté-Crétacé supérieur. On pourrait en déduire qu'il n'existe qu'une phase majeure d'âge anté-crétacé, à déversement vers le Sud-Ouest, et pas de phase tertiaire importante en Othryss centrale ; mais on sait que de telles phases peuvent être coaxiales (JE 1-2, CT 3 ; Mercier et Vergely, 1972).

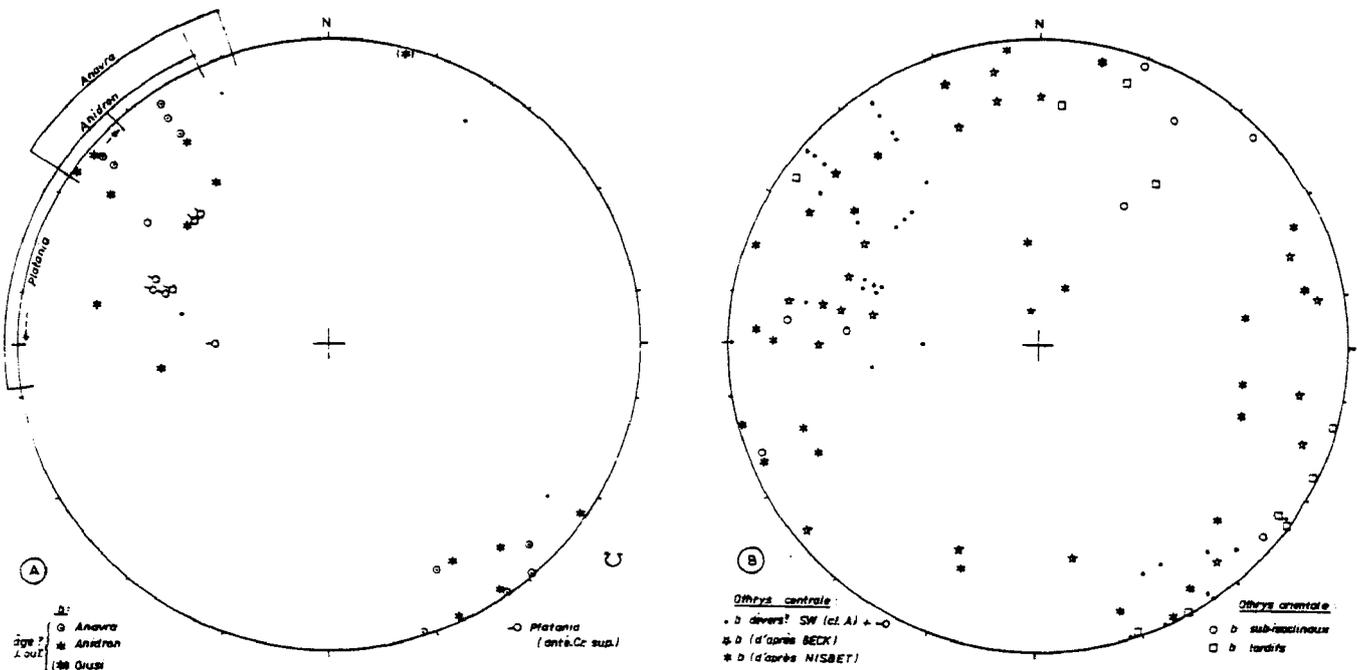


Fig. 303. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs aux niveaux Triasico-jurassiques d'Othryss.

A. Plis des structures déversés vers le Sud-Ouest (Anavra, Guisi. Platania ; déversement vers le Nord-Est ?). - B. Ensemble des plis. En dehors des plis tardifs le secteur NO-N 60 (et N 180 N 240) ne contient presque aucun pli. Dans les autres secteurs, les concentrations de points ne sont pas suffisantes pour que l'on puisse espérer séparer les plis tertiaires des plis anté-Crétacé supérieur.

D. LES LINEAMENTS ET LES FAILLES VERTICALES D'AGE ANTE-CRETACE SUPERIEUR.

Comme cela a déjà été mentionné (4e partie, chapitres II et IV), sur la bordure méridionale de l'Othryss occidentale, le long du golfe maliaque et de la rivière Sperchios, les affleurements sont découpés par des accidents verticaux de direction ENE-WSW (F sp. 1 à 4, fig. 283) qui butent vers l'Est sur un linéament de direction NW-SE passant par Styliis (F s.d., fig. 283).

Les mouvements décrochants (senestres) admis pour ces failles (*cf. supra*) sont, pour partie au moins, d'âge tertiaire. Le sens des mouvements ayant pris naissance lors des phases anté-Crétacé le long de ces failles était peut-être identique mais cela reste à prouver (voir discussion *in* paragraphe III, C).

E. LE DISPOSITIF STRUCTURAL ANTE-CRETACE SUPERIEUR D'OTHRYS A L'AURORE DE LA TRANSGRESSION CRETACEE.

Pour reconstituer cet état antérieur à la transgression, il suffit en théorie de déterminer la nature des terrains anté-crétacés au contact des premiers niveaux crétacés transgressifs. Malheureusement, de nombreuses informations sont absentes, dans la mesure où les niveaux transgressifs ne montrent pas leur base (failles verticales, etc...) ou bien encore sont érodés.

De ce fait, il faut tenir compte des déformations tertiaires et notamment des grands bombements et des failles verticales qui amènent à l'affleurement des niveaux profonds, pour essayer de reconstituer la surface anté-transgression.

1. RECONSTITUTION D'ENSEMBLE, D'APRES L'ANALYSE DES TERRAINS AU CONTACT DES NIVEAUX CRETACES TRANSGRESSIFS.

L'analyse de l'Othrys permet de constater que, globalement, la surface d'érosion anté-Crétacé supérieur tronquait l'empilement des unités du dispositif paléohellénique de telle manière que des unités de plus en plus basses affleurent, d'Ouest en Est ou mieux du Sud-Ouest au Nord-Est.

Etant donné que les différences d'altitude entre l'Ouest -plus élevé- et l'Est de l'Othrys ne devait pas être très importantes (cf. âges de transgression et faciès crétacés dans ces secteurs), le dispositif structural d'ensemble devait avoir un pendage vers l'Ouest ou le Sud-Ouest selon les lieux, au moment de la transgression crétacée.

2. LA FENETRE PELAGONIENNE D'OTHRYS CENTRALE : UN BOMBEMENT TERTIAIRE ET ANTE-CRETACE SUPERIEUR.

a. LE BOMBEMENT TERTIAIRE.

Si l'on s'intéresse à des domaines d'affleurements non affectés par des failles verticales majeures où si l'on tient compte des rejets verticaux éventuellement connus, il est possible de reconstituer les bombements d'ensemble tertiaires d'après l'analyse des altitudes de la base du Crétacé transgressif (fig. 304). Cela concerne surtout l'Othrys centrale car les terrains d'Othrys orientale ont été trop tectonisés au Tertiaire pour tenter une telle reconstitution.

La carte ainsi établie (fig. 304) montre qu'en Othrys centrale existe un bombement majeur dont le témoin le plus élevé actuellement préservé est le Crétacé du mont Jerakouvouni (1 642 m) dont la base conglomératique affleure à 1 550 m environ. Une incertitude demeure quant à la forme exacte de ce bombement tertiaire et ce d'autant plus, que des axes anticlinaux d'ordre inférieur déforment cette surface d'ensemble comme c'est le cas pour l'axe NE-SW qui passe près de Neochorion au Sud d'Anavra par exemple.

b. LE "BOMBEMENT" ANTE-CRETACE.

Les terrains de la fenêtre pélagonienne présents dans la partie septentrionale de l'Othrys centrale (unité de Prosilia et du Messovouni) n'étant pas recouverts directement par le Crétacé, il est nécessaire "d'effacer" les effets du bombement tertiaire pour déterminer s'il s'agit d'une structure précoce ou uniquement d'un phénomène récent :

- tout d'abord il est clair que les unités maliaques sont beaucoup plus épaisses au Sud qu'au Nord de cette fenêtre sous le Crétacé transgressif et que, par conséquent, les unités pélagoniennes étaient plus hautes au Nord qu'au Sud de l'Othrys centrale ;

- l'analyse de l'altitude du contact inférieur de l'unité pélagonienne du Messovouni montre que celui-ci est subparallèle à la surface de base du Crétacé, au Nord de la grande flexure faillée qui limite, au Sud, la fenêtre pélagonienne de l'Othrys (fig. 305).

De ce fait, on peut admettre que l'actuelle fenêtre pélagonienne d'Othrys centrale était une zone de surélévation des unités pélagoniennes, affectée d'une flexure importante sur son bord méridional, mais relativement peu déformée au Nord de cette flexure (fig. 304).

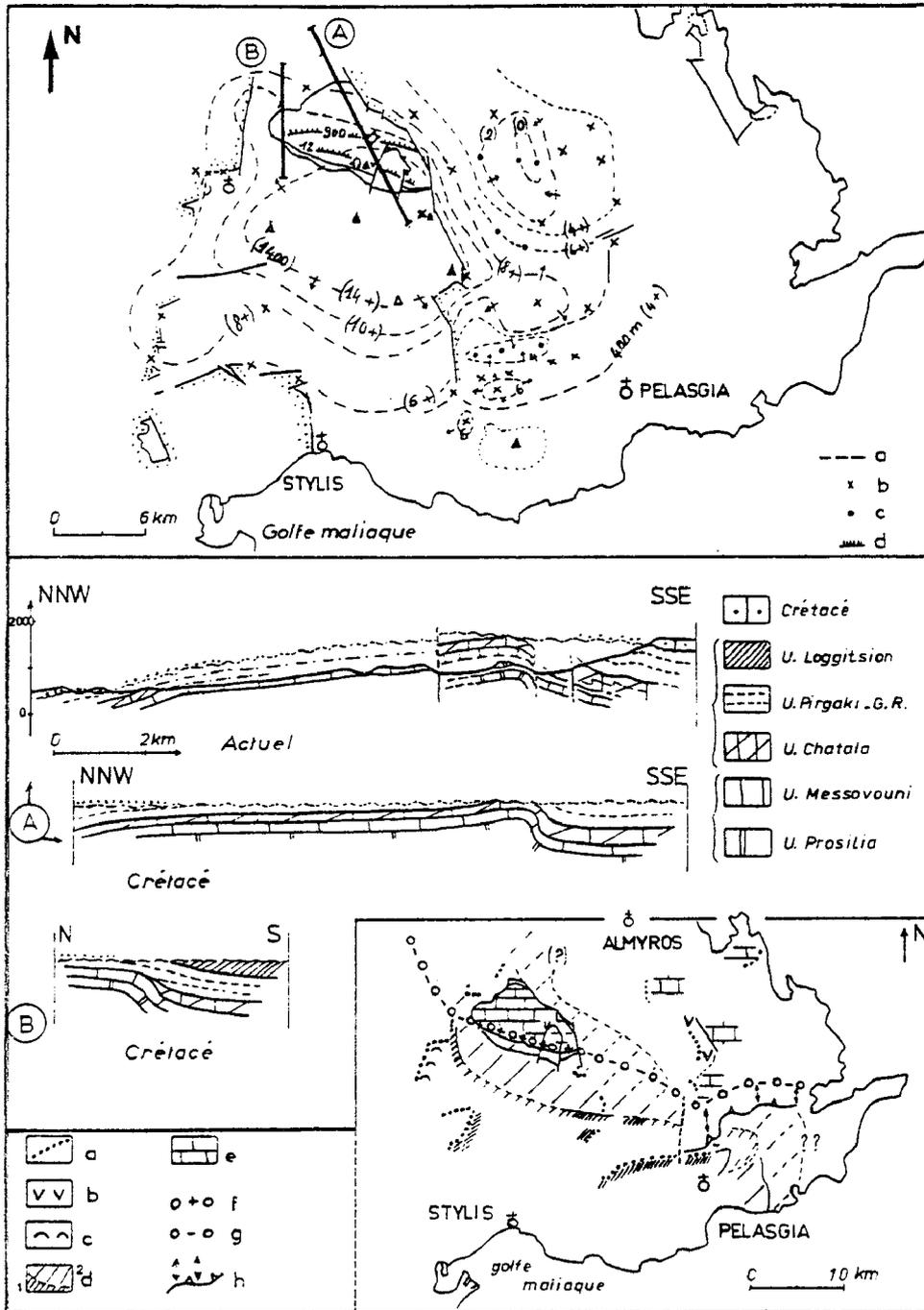


Fig. 304. - Tectonique. Bombements tertiaire et anté-Crétacé supérieur en Othrys centrale.

Carte du haut. - a. Lieux des points de même altitude de la base du Crétacé. - b. points observés. - c. points déduits (épaisseurs des séries connues). - d. position du contact anormal séparant les unités pélagoniennes du Messovouni et de Prosilia.

Coupes: elles montrent une flexure majeure antérieure à la transgression crétacée.

Carte du bas. - a. Base des affleurements crétacés actuels. - b. péridotites. - c. pillow-lavas de Fourca (ophiolites). - d. extension supposée des unités maliaques au moment de la transgression crétacée. - d 1. U. de Loggitsion. - d 2. U. de Garmeni-Rachi, Pargaki, Chatala. - e. calc. mar-maréens pélagoniens. - f et g. Flexure anté-Crétacé (f. visible, g. supposée). - h. transformation de la flexure en pli-faïlle au cours des phases tertiaires.

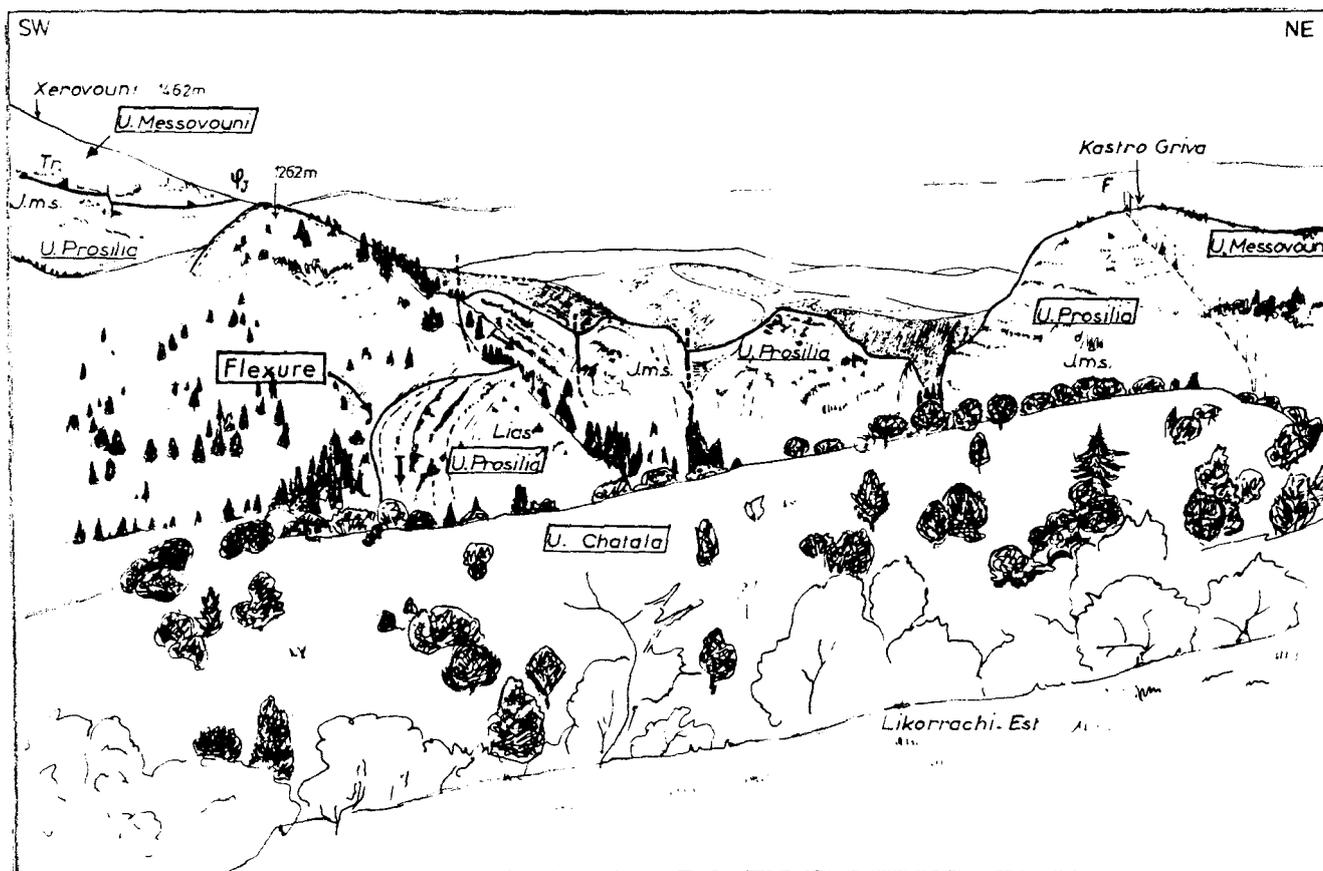


Fig. 305. - Tectonique. Panorama du secteur de Prosilia-Xerovouni (d'après photographies; vue vers le NW au centre du dessin) montrant la flexure de la bordure méridionale de la "fenêtre" de l'Othrys, permettant aux unités inférieures de ressortir à des altitudes élevées.

Cette hypothèse d'une flexure majeure anté-Crétacé supérieur affectant les unités de la partie septentrionale de l'Othrys centrale, s'accorde avec le fait que cette flexure semble peu, ou pas, marquée dans le synclinal de Koulia, plus à l'Est.

Enfin, il est remarquable de constater que les unités de Chatala et de Garmeni-Rachi sont tronquées principalement par leur base sur le versant nord-occidental de la fenêtre pélagonienne de l'Othrys centrale c'est-à-dire au Nord de la flexure de direction ENE-WSW. Cette particularité paraît bien être due à la présence d'une zone surélevée (unités de Prosilia et du Messovouni) sur laquelle les unités maliaques ont été cisailées et rabotées par leur base (Ferrière, 1972, 1973, 1974 b).

Le fait que les unités pélagoniennes du Nord de l'Othrys centrale aient occupé une position haute avant le Crétacé supérieur est à mettre en parallèle avec la présence d'un secteur pélagonien dépourvu d'unités maliaques à ophiolites recouvertes directement par la transgression crétacée en Othrys orientale septentrionale.

L'existence de l'accident transverse de Gavriani en Othrys orientale est peut-être une conséquence de l'existence d'une telle surélévation flexurée anté-crétacée limitant deux compartiments nettement différents au Nord et au Sud de cet accident : la présence des séries maliaques au Sud de Gavriani et leur absence au Nord ne serait que l'accentuation de la structure observée en Othrys centrale (fig. 304).

Enfin, il est à remarquer que la disparition progressive des unités maliaques sur cette portion pélagonienne surélevée est en faveur d'un déplacement des unités du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

F. BILAN DES OBSERVATIONS RELATIVES AUX DEFORMATIONS DES TERRAINS ANTE-CRETACES D'OTHRYS.

Les principales structures tectoniques reconnues au sein du soubassement anté-crétacé d'Othrys sont les suivantes :

- des unités dépourvues de racines visibles (nappes) constituées de séries bien distinctes, d'âge paléozoïque à jurassique supérieur. Leur mise en place date incontestablement du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (phases paléohelléniques). Les contacts de base des différentes unités correspondent en général à des décollements au niveau de formations particulières, mais des cisaillements importants caractérisent certaines de ces unités : l'unité du Messovouni et de Garmeni-Rachi par exemple ;

- les structures observées au niveau des contacts des unités principales indiquent, dans la plupart des cas, des mouvements vers le Sud-Ouest des unités supérieures (axes b:N 150). Des structures transverses (N 60) sont également présentes. On ne peut déterminer dans chacun de ces cas s'il s'agit de structures tertiaires ou anté-Crétacé supérieur, mais on a vu précédemment que seules les structures transverses étaient bien développées dans la couverture crétacée d'Othrys, centrale et orientale notamment ;

- des plis hectométriques à kilométriques, associés à des chevauchements, et des plis métriques se développent dans ces unités. Les déversements de ces plis se font vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, mais l'âge de ces plis n'est pas déterminé avec certitude ;

- les seuls plis datés sans ambiguïté du Malm-Crétacé inférieur ont des directions axiales proches de ces plis à vergence Sud-Ouest mais leur déversement propre n'a pu être précisé ; les plis de Platania présentent même des plans axiaux inclinés au Sud-Ouest (déversement vers le Nord-Est ?).

En résumé, ce qui est le plus marquant lorsque l'on étudie les terrains anté-crétacés, c'est l'abondance des structures déversées vers le Sud-Ouest (rares dans les niveaux crétacés d'Othrys orientale et centrale) ; mais, à l'opposé, les rares plis bien datés ne montrent pas ce type de déversement.

On ne peut donc exclure que les structures déversées vers le Sud-Ouest soient d'âge tertiaire, la couverture crétacée disharmonique (?) ayant alors été peu affectée par ces mouvements, comme les unités de Loggitsion d'ailleurs.

V . TECTONIQUE DE L'OTHRYS : CONCLUSIONS

Voir les conclusions générales de la quatrième partie.

TECTONIQUE DU MASSIF DU CHALKODONIO ET DU SECTEUR DE FARSALA - MIKRO VOUNON

TECTONIQUE TERTIAIRE TRANSVERSE PHASES PALEOHELLENIQUES SYNMETAMORPHIQUES

I. GENERALITES

Dans cet ensemble apparemment hétérogène, j'ai regroupé des petits massifs isolés au sein de terrains récents, néogènes et quaternaires. Leur point commun est d'être constitués pour l'essentiel de formations d'âge crétacé-paléocène, reposant sur des ophiolites ou des terrains métamorphiques qui affleurent surtout au Nord de Mikro Vounon.

De ce fait, l'analyse de ces massifs permet principalement de dégager les caractéristiques des phases tectoniques tertiaires, dont les effets croissent d'Ouest en Est, jusqu'au contact des terrains métamorphiques des massifs de Velanidia et du Pelion, et très probablement au-delà.

Malgré leur faible superficie, ces massifs sont importants car ils forment un des rares passages quasi-continus entre les zones internes occidentales à Crétacé non métamorphique et la partie orientale à Crétacé métamorphique de ces mêmes zones internes.

Du point de vue historique, il n'existe pratiquement pas de données précises sur la tectonique de ces massifs.

Une partie de la bordure occidentale de l'ensemble considéré figure sur certaines cartes : carte à 1/200 000 de la thèse d'Aubouin (1959), cartes à 1/50 000 de Farsala et Sofadhes (Bornovas et Philippakis, 1969).

Sur ces dernières, un petit chevauchement, à vergence Sud, est signalé au sein d'une structure qui, nous le verrons, doit être considérée comme le flanc inverse d'un grand pli.

Un travail plus récent (Richard, 1980) a permis de préciser la tectonique de ce secteur de Farsala-Mikro Vounon.

Pour ma part, j'ai publié un schéma structural accompagné de quatre coupes situant les principales unités tectoniques du massif du Chalkodonio-Saradsi (Ferrière, 1977) et signalé le contact anormal d'Agnanderi (Ferrière, 1973 a, b).

II. LE SECTEUR OCCIDENTAL : DE MIKRO VOUNON (NW) AU MONT KARAMBOUTAKI (SE)

A. STRUCTURES TECTONIQUES D'AGE TERTIAIRE.

1. LA SERIE RENVERSEE DE MIKRO VOUNON.

Cette série renversée est constituée du Sud au Nord et de bas en haut, géométriquement, par (fig. 306 et 307) : des calcaires crétacé supérieur légèrement schistosés, le "Volcano-Détritique" à corps laviques et serpentineux associés à des radiolarites, des marbres massifs siliceux au contact de la formation précédente et enfin des schistes métamorphiques intercalés de marbres, de quartzites et de metabasites.

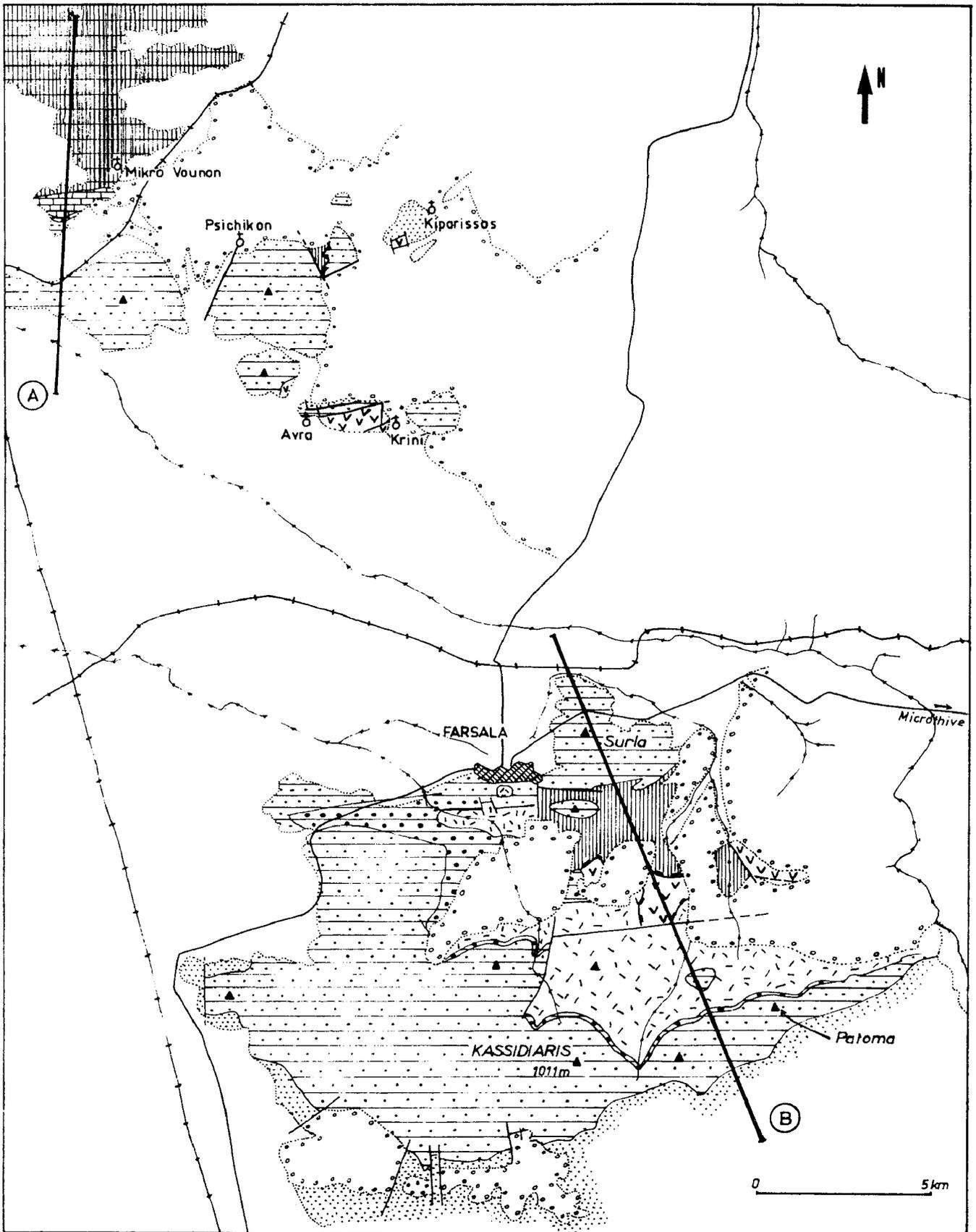


Fig. 306. - Tectonique. Schéma géologique et structural du secteur de Farsala (Kassidiaris) et de Mikro-Vounon. A et B: coupes fig. 307. Figurés : voir fig. 308. (D'après Richard, 1980 ; peu modifié).

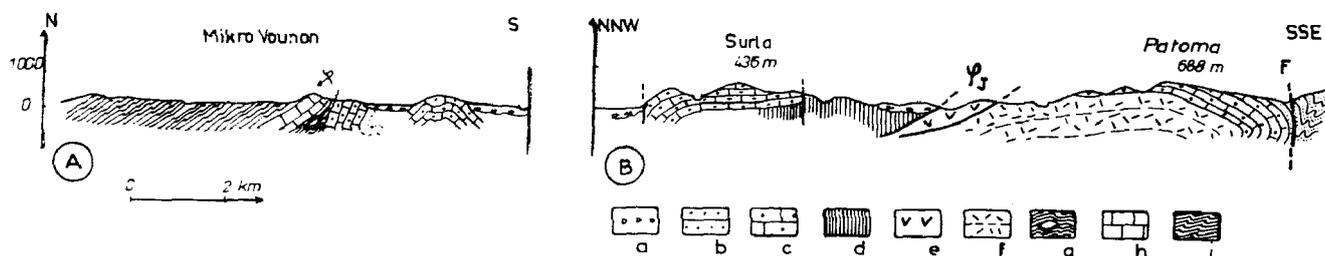


Fig. 307. - Tectonique. Coupe de Mikro-Vounon au massif des Kassidiaris: A et B. fig. 306.

a. Néogène-Quaternaire. - b. flysch maest.-Paléocène. - c. calcaires crétacés. - d. "Filonien" (ophiolites). - e. péridotites. - f. roches effusives basiques. - g. "Volcano-Détritique" du Malm de Mikro-Vounon. - h. marbres pélagoniens. - i. schistes métamorphiques.

Des failles verticales et des petits contacts tangentiels existent, mais ils modifient peu la structure d'ensemble.

Caractéristiques géométriques : les directions d'ensemble sont voisines de la direction Est-Ouest et le déversement apparent se fait vers le Sud.

Ceci est confirmé par l'analyse des relations entre schistosité et stratigraphie dans les calcaires marneux crétacé supérieur : L (intersection S_0 et S) = $18 N 296$; avec S faiblement incliné vers le Nord-Nord-Ouest et S_0 très redressé.

2. L'ANTICLINAL DE FARSALA.

Près de Farsala, les terrains crétacés dessinent une voûte anticlinale simple, à rayon de courbure important, affectée de failles verticales (fig. 307).

Cette structure présente une direction moyenne Est-Ouest ou ENE-WSW, qui apparaît d'ailleurs mieux au niveau du grand synclinal de flysch qui borde, au Sud, les monts Kassidiaris. Cette limite correspond au linéament majeur de direction ENE-WSW déjà décrit (F k.s., fig. 283).

3. LES PLIS ET CHEVAUCHEMENT DU KARAMBOUTAKI.

Vus de l'Ouest, les calcaires crétacés du mont Karamboutaki (15 km au Nord-Ouest d'Almyros) apparaissent affectés de très nombreux plis hecto- ou décamétriques à charnières aiguës (fig. 309 C') de direction $N 80$ à $N 100$, et plan axial plongeant vers le Sud (fig. 310).

Fait surprenant, le chevauchement des calcaires crétacés d'âge Aptien-Albien, sur le flysch maestrichtien, se fait vers le Nord. Le déversement des plis observés confirme cette interprétation.

La position de ces affleurements, dans le prolongement de la retombée méridionale de l'anticlinal de Farsala et sur le grand linéament de direction ENE-WSW précédemment cité (F k.s.), explique peut-être le pendage particulier des couches, qui est ici en moyenne vers le Sud, contrairement au reste du secteur considéré, et le déversement, non moins particulier, des structures.

B. DEFORMATIONS AFFECTANT LE SOUBASSEMENT ANTE-CRETACE.

Au Nord de Mikro Vounon, les directions des structures présentes dans le soubassement anté-crétacé sont Est-Ouest, et donc semblables aux déformations d'âge tertiaire (Richard, 1980). Pour ma part, j'ai observé, au sein des schistes métamorphiques, des copeaux importants de serpentinites soulignant très probablement des contacts tectoniques d'âge non déterminé, tertiaire ou anté-crétacé supérieur. Cette étude est en cours.

Le soubassement des terrains crétacés du secteur de Farsala est surtout constitué de formations éruptives rattachées aux ophiolites. Richard (1980) a montré qu'il existait essentiellement un ensemble effusif et filonien au-dessus d'un ensemble effusif à intercalations de pélites radiolaritiques plus ou moins schistosées, alors que des corps de serpentinites s'intercalent entre ces deux ensembles.

Cette structure rappelle évidemment celle de Trilofon-Metalleion, plus au Sud, d'âge anté-crétacé supérieur (Othrys occidentale, fig. 119).

Les différences importantes observées entre les soubassements anté-crétacés des secteurs de Mikro Vounon et de Farsala pourraient être dues à la présence de failles verticales majeures à jeu décrochant (?), ayant fonctionné au Tertiaire, mais aussi avant le Crétacé supérieur, entre ces deux secteurs (fig. 283).

III. LE SECTEUR ORIENTAL : LE MASSIF DU CHALKODONIO-SARADSI

Du point de vue structural, ce secteur peut être subdivisé en deux parties (fig. 308) :

- un domaine occidental, allant d'Agnanderi, au Nord-Ouest, au mont Psilorachi, au Sud-Est, constitué de deux unités principales (paragraphe III, A) ;

- un domaine plus interne, de superficie réduite, mais constitué de formations lithologiques incompétentes, intensément plissées et écaillées, près de Velestinon (paragraphe III, B).

A. LES UNITES TECTONIQUES DU SECTEUR AGNANDERI-RIGEON-ERETRIA-PSILORACHI.

Etant donné le caractère fragmentaire des affleurements dans ce secteur, il n'a pas toujours été possible de déterminer si les structures correspondaient à un système d'écailles superposées ou à des unités majeures recoupées en divers points par des failles verticales.

1. LES PRINCIPAUX CONTACTS TANGENTIELS RECONNUS.

Ces contacts sont figurés sur les cartes et coupes proposées (fig. 308 et 309). Ils sont caractérisés à l'affleurement par des déformations importantes des terrains qu'ils affectent. Des précisions d'ordre stratigraphique, obtenues dans les secteurs de Rigeon et au Nord d'Eretria, confirment la réalité de ces accidents (cf. 2e partie).

Du Nord au Sud, on reconnaît (fig. 309 C, D, E) :

- près d'Agnanderi : un contact anormal entre des calcaires crétacés, des serpentinites et un flysch d'âge non déterminé mais très probablement maestrichtien-paléocène ;

- au Nord de Rigeon :

- + un contact majeur (double) entre calcaires crétacés et flysch maestrichtien, souligné par des corps de serpentinites ;
- + un contact entre ce flysch et les terrains métamorphiques sous-jacents ;

- au Nord-Ouest d'Eretria : un contact majeur entre calcaires en plaquettes crétacés (?) et flysch maestrichtien sous-jacent, marqué par de rares copeaux de serpentinites. Le flysch repose ici normalement sur des calcaires crétacés ;

- à l'Est d'Eretria :

- + un contact froissé entre des calcaires crétacés recristallisés et des ophiolites ou des formations métamorphiques situées au Sud (monts Spailiki et Psilorachi). Localement comme au Spailiki, s'intercalent entre ces deux ensembles, des restes de formations grésopélitiques rappelant le flysch maestrichtien (fig. 164, 2e partie) ;
- + entre les méridiens des monts Spailiki et Psilorachi, des répétitions serpentinites-formations métamorphiques montrent que ces ensembles inférieurs ont également été tectonisés (écaillage surtout ; voir aussi fig. 270, 2e partie).

2. INTERPRETATION : DEFINITION DES PRINCIPALES UNITES.

La comparaison entre les positions des accidents au sein des différentes formations litho-

logiques et l'identité de leurs caractéristiques géométriques montrent que les contacts supérieurs observés dans chacune des coupes sont équivalents. Ils représentent très probablement la base d'une unité tectonique majeure, constituée de calcaires gris à gris-vert, crétacés, plus ou moins recristallisés, surmontant des serpentinites : c'est l'unité du Sorigo-Saradsi.

Des répétitions tectoniques sont visibles dans la partie orientale de cette unité (Nord du Psilorachi par exemple).

Sous cette unité, apparaît un ensemble plus ou moins tectonisé selon les lieux : il est constitué pour l'essentiel d'ophiolites et de terrains métamorphiques parfois écaillés, recouverts d'une série crétacée transgressive, complète au Nord-Est d'Eretria, mais réduite à quelques lambeaux de flysch sommital au Nord de Rigeon et peut-être au Spailiki. Lorsque ces terrains crétacés sont totalement éliminés, la substitution de couverture est complète : c'est probablement le cas au Sud-Est de cette unité, au Psilorachi notamment.

De ce fait, les affleurements crétacés de Porta (à l'Est) et du Neraidifis (à l'Ouest), situés entre les villages de Filaki et d'Eretria, pourraient être attribués à l'une ou l'autre de ces unités. Cependant, les liens étroits qui unissent ces terrains aux séries crétacées -en place- de Farsala, montrent qu'ils correspondent bien à la couverture transgressive des ophiolites sous-jacentes. Ils représentent donc la continuation vers le Sud de la série crétacée d'Eretria (fig. 308).

3. CARACTERISTIQUES DES UNITES RECONNUES.

Age des déformations : l'unité du Sorigo-Saradsi est évidemment une unité tertiaire.

Caractéristiques géométriques : les affleurements de l'unité du Sorigo-Saradsi dessinent une bande allongée globalement NW-SE, qui est en partie fonction du découpage résultant des failles verticales récentes.

Le dessin des accidents en carte est, quant à lui, fonction des bombements postérieurs à leur genèse et de l'érosion : l'accident d'Agnanderi a, par exemple, une orientation nettement différente des autres accidents.

Les plis de différentes dimensions observés dans la partie méridionale de l'unité ont des axes b proches de la direction Est-Ouest et indiquent un déversement vers le Sud. Ceci est confirmé par l'analyse des plis des calcaires de Porta, situés à l'avant de l'unité considérée (b = N 75 à N 120 ; fig. 310).

En revanche, je ne possède pas d'indications claires sur les déformations mineures du secteur septentrional.

La position en "fenêtre" -au moins en apparence- du flysch d'Agnanderi, sous l'unité du Sorigo-Saradsi, implique un recouvrement d'une quinzaine de kilomètres au moins, dans le cas d'un déplacement du Nord au Sud, et d'une dizaine seulement si l'on considère que le front est situé près de Rigeon et que le débordement d'Eretria se fait à la faveur d'un accident vertical de direction Nord-Sud (décrochement dextre ?, fig. 308).

Cependant, si l'on admet que la composante principale du mouvement est dirigée vers le Sud-Ouest, des recouvrements inférieurs à dix kilomètres sont suffisants pour expliquer la demi-fenêtre d'Agnanderi, indépendamment de l'existence de l'accident précédent.

Un problème supplémentaire réside dans le fait que l'on ne peut exclure la présence de relais entre les différents accidents situés à la base de l'unité du Sorigo-Saradsi, relais qui seraient masqués par la présence des terrains néogènes et quaternaires.

B. LES STRUCTURES TECTONIQUES DU SECTEUR DE VELESTINON.

Ce secteur est avant tout caractérisé par la présence de formations détritiques conglomératiques ou flyschoides, dont la réponse aux contraintes tectoniques est différente de celle qui caractérise l'unité du Sorigo-Saradsi, essentiellement calcaire, décrite précédemment.

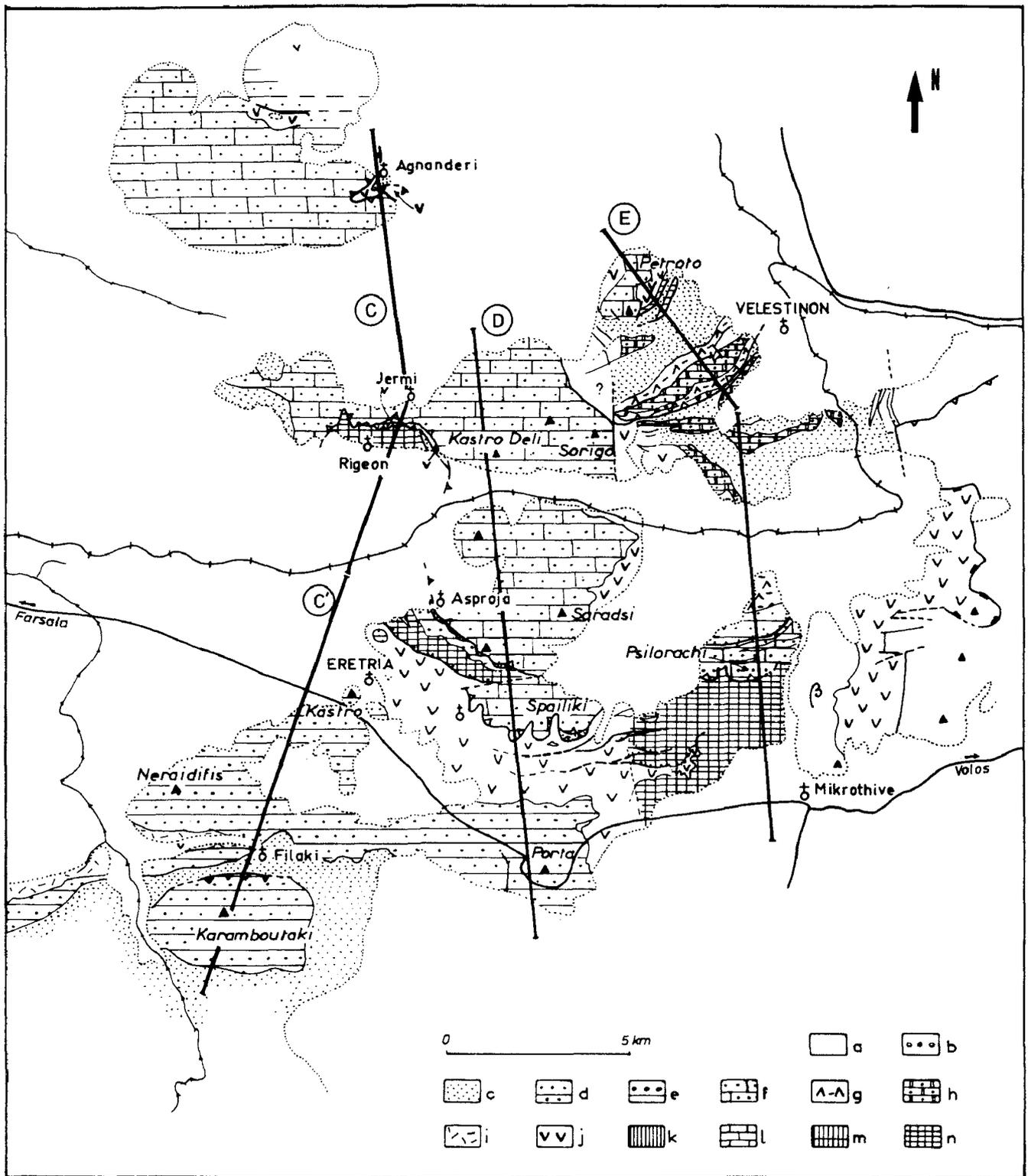


Fig. 308. - Tectonique. Schéma géologique et structural des massifs du Karamboutaki, Chalkodonio et Saradsi. C à E : coupes fig. 309.

On note ici d'importants chevauchements d'âge tertiaire.

a. Quaternaire. - b. Néogène (carte fig. 306). - c. flyschs crétacés paléocènes. - d. Crétacé de l'unité de Porta-Kassidiaris, Mikro-Vounon. - e. conglomérats de base de (d). - f. Crétacé de l'unité du Sorigo-Saradsi. - g. formations éruptives et sédimentaires diverses. - h. calcaires cénomaniens des unités de Velestinon. - i à k. Ophiolites. - i. pillow-lavas (u. de Fourca ? fig. 306). - j. péridotites. - k. filonien (u. de Domokos ?, fig. 306). - l. marbres triasico-jurassiques (pélagoniens de Mikro-Vounon, fig. 306). - m. schistes (Trias p.p., Paléozoïque ?) de Mikro-Vounon (fig. 306). - n et h. schistes métamorphiques du Chalkodonio-Saradsi.

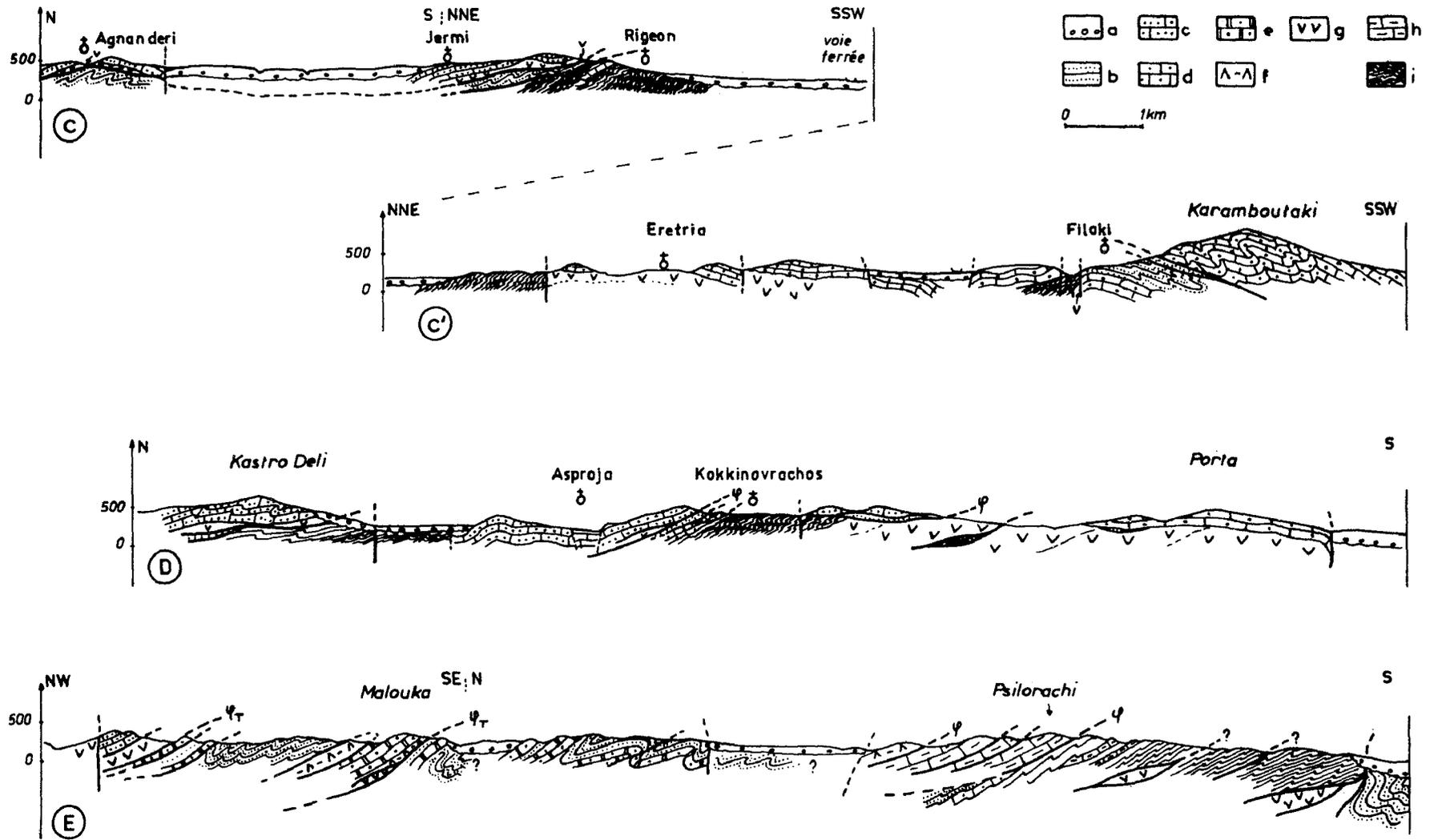


Fig. 309. - Tectonique. Coupes dans les massifs du Karamboutaki, Chalkodonio et Saradsi. Coupe C à E, fig. 308.

a. Néogène-Quaternaire. - b. flysch maest. paléocène. - c. unité du Sorigo-Saradsi (Crétacé). - d. unité de Porta-Kassidiaris (Crétacé). - e. calcaires des unités de Velestinon. - f. formations éruptives et sédimentaires diverses. - g. péridotites. - h. cipolins. - i. schistes métamorphiques.

1. LES PRINCIPAUX CONTACTS TANGENTIELS.

La reconstitution d'une série stratigraphique type, la "série crétacée de Velestinon" a permis de distinguer trois unités superposées, du Nord au Sud et de haut en bas (fig. 308) :

- l'unité de Petroto, dont les affleurements sont très réduits ;
- l'unité de Velestinon ;
- l'unité d'Aerinon.

Les deux dernières ont des séries identiques, ce qui laisse supposer que les recouvrements ne sont pas importants. Quant à l'unité de Petroto, ses affleurements sont trop réduits pour que l'on puisse définir avec certitude s'il s'agit d'une série de type Velestinon ou de type Sorigo-Saradsi.

Remarque : il existe, dans la série de l'unité de Velestinon, un ensemble de roches éruptives basiques et ultrabasiques qui affleure sur plusieurs centaines de mètres de long (2 km environ ?) et que j'ai interprété comme étant un olistolithe. Une hypothèse purement tectonique pourrait cependant être envisagée, bien que celle-ci me semble moins probable.

2. CARACTERISTIQUES DES UNITES RECONNUES.

Age : ce sont des unités tertiaires.

Caractéristiques géométriques : les directions générales, actuelles, des couches sont comprises entre des directions Est-Ouest, pour les affleurements situés au Sud, NE-SW ou même NNE-SSW, pour les affleurements septentrionaux.

Le mouvement d'ensemble vers le Nord-Ouest du bloc voisin de Velanidia a probablement eu des effets sur l'orientation de ces structures.

Le déversement d'ensemble vers le Sud ou le Sud-Est est cependant incontestable.

Déformations mineures : on note la présence de nombreux plis et schistosités au sein de ces formations qui ont même été cartographiées sous le figuré de schistes cristallins sur la carte à 1/500 000 de la Grèce (Renz *et al.*, 1954).

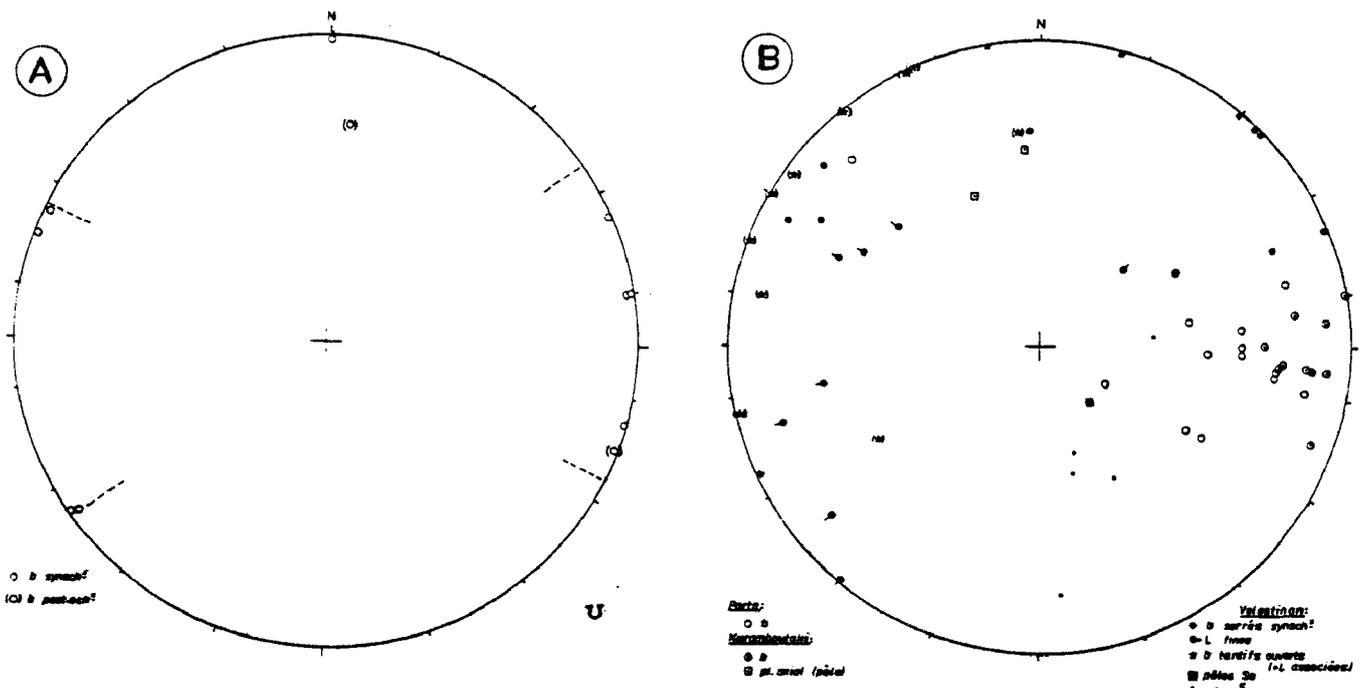


Fig. 310. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs aux niveaux crétacés des massifs compris entre Velestinon et Mikro-Vounon (B) et aux terrains métamorphiques sous-jacents (A) (massifs du Chalkodonio, Saradsi, Karamboutaki, Mikro-Vounon).

Les résultats de l'analyse tectonique ne sont pas particulièrement significatifs (fig. 310 A et B) : si la majorité des plis ont des axes b dont les directions se rapprochent des directions d'ensemble déjà signalés (NE-SW à ESE-WNW), on note également des directions à tendance "dinarique", c'est-à-dire NW-SE ou NNW-SSE, mais celles-ci semblent tardives (fig. 310).

Certains échantillons montrent des structures superposées : la linéation d'intersection L_1 (S_1/S_0) de direction N 50 est, par exemple, reprise par des plis en genou (b_2) de direction N 100 à N 125. C'est là un indice en faveur de l'existence de deux pulsations tectoniques importantes : une première de direction "transverse", une seconde plus franchement NW-SE. Cependant, l'existence d'accidents décrochants à proximité de Velestinon est susceptible d'avoir influé sur la direction de ces plis.

3. RELATIONS AVEC LES UNITES VOISINES.

Le passage des structures des unités de Velestinon-Aerion à celle d'Agios Georgios, plus orientale, sera analysé dans le chapitre consacré à la tectonique du massif de Velanidia (4e partie, chapitre VI).

Le problème essentiel qui nous intéresse ici est celui des relations entre les unités de Velestinon-Aerion et l'unité du Sorigo-Saradsi. Plusieurs possibilités sont envisageables :

- les unités de Velestinon-Aerion réapparaîtraient dans une sorte de fenêtre, à l'arrière de l'unité du Sorigo-Saradsi, qui les aurait recouvertes lors des phases tertiaires à vergence méridionale ;

- la série de Velestinon se serait déposée dans un bassin plus interne (oriental) que les calcaires de l'unité du Sorigo-Saradsi ; mais des accidents importants subverticaux auraient limité ces deux ensembles.

Les différences faciologiques expliquent alors les différences structurales observées entre ces deux ensembles. Les failles séparant les deux aires de sédimentation auraient pu rejouer ultérieurement (en décrochement ?) : la faille située sur le flanc oriental du mont Sorigo pourrait être un témoin de ce type de faille décrochante.

Cette seconde hypothèse paraît être la plus raisonnable, dans la mesure où les faciès de la série crétacée de Velestinon ne présentent pas d'affinités très marquées avec ceux de la série d'Eretria, supposée voisine dans la première hypothèse, alors que cette même série de Velestinon montre des affinités faciologiques nettes avec les séries crétacées du Pelion Nord.

IV. CONCLUSIONS

Les séries du secteur considéré ont été tectonisées lors des phases tertiaires.

Les événements anté-Crétacé supérieur ont été probablement encore plus importants, puisque les terrains anté-crétacés sont nettement métamorphisés. La nature limitée des affleurements anté-crétacés et les effets non négligeables de phases tertiaires sur ceux-ci, rendent l'analyse des structures paléohelléniques particulièrement difficile.

TECTONIQUE DU MASSIF DE VELANIDIA

I. GENERALITES

Le petit massif de Velanidia (533 m) n'a jamais fait l'objet d'étude particulière au plan tectonique. Indépendamment de la nature de certains des faciès (cf. "schistes ocellés de Seskulon") qui le constituent, ce massif a été individualisé sur des critères structuraux : l'existence de décrochements bordiers (F v. au Nord, F a.m. à l'Ouest et probablement F k.s. au Sud ; Ferrière, 1976 a, 1982) et surtout la présence de la fenêtre de Dimini (Ferrière, 1976 a), structure sans équivalent dans le reste du secteur étudié.

Le dispositif structural d'ensemble, observé dans ce massif, s'explique bien si l'on admet qu'il est formé d'unités mises en place au cours des phases paléohelléniques, d'une part, durant les phases tertiaires, d'autre part. Cependant, des problèmes subsistent. Le plus important me semble être celui de l'âge de la phase responsable de la foliation métamorphique principale (S_1) et des structures associées (b_1, l_1). En effet, il existe, dans le massif de Velanidia, des terrains qui ont été, avec une quasi certitude, affectés par un métamorphisme paléohellénique (cf. 3e partie), alors que les seules structures synschisteuses et synmétamorphiques (?) reconnues dans ce massif paraissent pouvoir être attribuées aux phases tertiaires.

Enfin, certaines des séries situées en bordure du massif de Velanidia, telles que la "série de Pefkakia", présentent des structures tectoniques particulièrement intéressantes (plis décarnés, chevauchements...), mais leurs affinités étant mal précisées, les conclusions possibles restent limitées.

II. LES UNITES TECTONIQUES RECONNUES

En domaine métamorphique, la distinction des unités tectoniques ne peut se faire par l'analyse biostratigraphique classique. Cette distinction repose donc essentiellement sur une étude lithostratigraphique (interprétation des successions lithologiques observées) ainsi que sur l'analyse des déformations et des rapports géométriques existant entre les différentes formations lithologiques, c'est-à-dire sur des études de terrain.

Les paragenèses métamorphiques, témoins des conditions thermodynamiques ayant présidé à leur genèse, sont également l'un des éléments importants dans l'appréciation de la valeur réelle des unités distinguées (cf. fenêtre de Dimini).

A. LES UNITES TECTONIQUES PRINCIPALES.

1. MISE EN EVIDENCE DE CONTACTS TANGENTIELS.

a. LES CONTACTS PROUVES.

De haut en bas, on reconnaît (fig. 311 et 312 ; voir aussi conclusions générales de la 3e partie) :

- le contact des masses ophiolitiques sur les schistes sous-jacents : c'est le contact tectonique habituel qui sépare la nappe ophiolitique -supposée être une croûte océanique- des sédiments (ou schistes) du soubassement.

La nature du soubassement qui contient des métaradiolarites et son homogénéité à l'échelle du massif, indiquent sans ambiguïté qu'il s'agit du contact tectonique originel anté-crétacé supérieur ;

- le contact qui limite les unités Ouest-pagasitiques et de Paliouri de l'unité de Dimini sous-jacente : ce contact est marqué par la présence de copeaux tectoniques provenant de l'unité de Paliouri.

J'admets que le contact est d'âge tertiaire, en fonction de l'interprétation des faciès de la série de Dimini (flysch, conglomérats à galets éruptifs, Calcisphères ?).

b. LES CONTACTS TANGENTIELS DEDUITS.

C'est le cas du contact entre la série Ouest-pagasitique et la série sous-jacente de Paliouri (fig. 311).

Des indices de mylonitisation sont présents dans les schistes oeillés formant la base de l'unité supérieure, mais il n'existe pas de copeaux tectoniques dans le contact considéré.

C'est principalement l'interprétation de la série Ouest-pagasitique (schistes oeillés correspondant au Paléozoïque) et des comparaisons avec certaines structures du massif du Pelion méridional (séries pagasitiques orientales reposant tectoniquement sur des séries pélagoniennes), qui conduisent à admettre qu'il s'agit là d'un contact tectonique majeur.

Age du contact : il est très probablement anté-crétacé supérieur, en raison de la nature des séries qu'il affecte. Cet âge supposé permet de comprendre que des couvertures crétacées identiques puissent recouvrir des unités tectoniques différentes de part et d'autre de l'axe Volos-Velestinon (Ferrière, 1976 a, 1979).

c. LES CONTACTS TANGENTIELS POSSIBLES, DE SECOND ORDRE.

La présence d'un corps de serpentinites au Nord de Nea Anchialos, au sein même de la série Ouest-pagasitique, laisse supposer que des complications locales de type plis couchés ou écaillages ont affecté cette série (cf. *infra*, paragraphe III, B).

Bien que des traces de mylonitisation s'observent à la partie supérieure des schistes oeillés de Seskulon -Frost (1976) considère qu'il existe là, à l'Est du massif de Velanidia, un contact majeur- l'existence de récurrences schistes-marbres à ce niveau me conduit à considérer qu'il s'agit d'un contact mineur (disharmonie).

2. DEFINITION DES PRINCIPALES UNITES TECTONIQUES.

a. NATURE DU DISPOSITIF STRUCTURAL PROBABLE.

Du paragraphe précédent, il ressort que le massif de Velanidia est constitué par l'empilement des unités suivantes, de haut en bas (fig. 311 et 312) :

- l'unité ophiolitique ;
- l'unité pagasitique occidentale, supposée d'affinité maliaque ;
- l'unité de Paliouri, supposée d'affinité pélagonienne ;
- la série (ou l'unité) de Dimini, peu métamorphique, rapprochée des séries pélagoniennes d'Othrys orientale.

Les trois unités supérieures correspondraient à un dispositif structural paléohellénique anté-crétacé supérieur, alors que la superposition sur la série de Dimini est très probablement d'âge tertiaire.

Des unités de second ordre pourraient exister dans l'unité pagasitique occidentale (au Nord de Nea Anchialos) mais aussi dans celle de Dimini (cf. *infra*).

b. AUTRES INTERPRETATIONS ENVISAGEABLES.

Deux types d'hypothèses me paraissent avoir quelque intérêt (voir aussi conclusions de la 3e partie).

b1. Première hypothèse : le contact entre les séries Ouest-pagasitiques et de Paliouri est un contact de second ordre (disharmonie).

Dans ce cas, on peut admettre qu'il existe un grand pli pennique dont le coeur serait constitué par les schistes ocellés de Seskulon. Les différences entre les flancs inverse et normal de ce grand pli me semblent trop accentuées pour que l'on puisse envisager qu'il s'agisse là de passages latéraux de faciès. Cette hypothèse est donc peu crédible.

Autre possibilité : la série comprise entre l'unité de Dimini et les ophiolites est une série continue à polarité normale, d'âge triasico-jurassique. Les schistes ocellés représenteraient alors des formations volcano-sédimentaires acides, comme c'est en partie le cas dans le Paikon (Mercier, 1968). Aucun indice particulier, telle que la présence de quartz à golfe de corrosion, ne vient étayer cette interprétation.

b2. Seconde hypothèse : il existe un contact majeur à la partie supérieure des schistes ocellés de Seskulon.

Dans cette hypothèse, on peut admettre que tous les contacts sous-jacents soient de second ordre. La série constituée, de haut en bas, des schistes ocellés de Seskulon, des marbres de Paliouri et de Dimini, et de la formation détritique de Dimini, serait alors une série inverse, d'âge paléozoïque à crétacé supérieur, dont les termes les plus anciens auraient été métamorphisés avant le Crétacé, alors que les niveaux crétacés auraient échappé aux phases majeures de recristallisation (paléohelléniques naturellement et tertiaires).

Cette hypothèse est intéressante mais d'une part, le contact supposé entre schistes ocellés et marbres sus-jacents n'est pas évident, et d'autre part, des schistes à Radiolaires existent à la partie supérieure des marbres de Dimini, en contact stratigraphique normal sur ces marbres, ce qui semble indiquer -par comparaison avec les séries pélagoniennes d'Othrys- qu'il s'agit bien là d'un ensemble en série normale et non en série inverse.

B. LES UNITES SITUEES EN BORDURE DU MASSIF DE VELANIDIA.

Ces unités bordières appartiennent à trois groupes d'affleurements plus ou moins isolés par des contacts anormaux (fig. 311) :

- les affleurements du secteur d'Agios Georgios, constitués pour l'essentiel de terrains crétacés transgressifs, sont limités par les accidents F v. et F a.m., respectivement au Nord et à l'Ouest. Ils sont par ailleurs séparés des unités principales du massif de Velanidia par des contacts subverticaux ou chevauchants, à vergence vers le Nord-Ouest (fig. 265 - 266).

- la série du cimetière de Dimini est séparée de la série de Dimini, qui réapparaît dans la fenêtre principale, par une faille verticale. Ses rapports avec l'unité Ouest-pagasitique n'ont pu être déterminés précisément ;

- la série de Pefkakia est la plus intéressante du point de vue tectonique : outre des plis, on y observe un contact anormal horizontal dont la signification reste à établir (fig. 267, 3e partie).

Enfin, un contact anormal vertical, de direction Nord-Sud, sépare cette unité des unités caractéristiques du massif de Velanidia qui forment l'essentiel du cap de Pefkakia. Le parallélisme de cet accident avec l'ensemble de la côte entre Volos et le cap Angistri, d'une part, et l'accident décrochant F a.m., d'autre part, laisse penser que cet accident Nord-Sud de Pefkakia pourrait être important (limite d'un bloc de second ordre ?).

III. LES DEFORMATIONS AFFECTANT LES UNITES TECTONIQUES DU MASSIF DE VELANIDIA

A. LES DEFORMATIONS D'ENSEMBLE.

Le massif de Velanidia constitue un bloc limité par des failles décrochantes qui ont permis son déplacement vers le Nord-Ouest par rapport aux blocs voisins. Certaines des déformations d'ensemble observées ont probablement pris naissance au cours de ce déplacement.

L'analyse des pendages met en évidence un "anticlinal de nappes" à axe NE-SW (fig. 311) dirigé de Volos ou Dimini au Nord-Est à Nea Anchialos au Sud-Ouest. Cet axe plonge vers le Sud-Ouest.

Cette structure est perturbée dans la partie septentrionale du massif par la présence d'un axe anticlinal supplémentaire, approximativement de direction Est-Ouest, bien visible dans les marbres dolomitiques de Paliouri (fig. 311).

Les déformations des terrains situés en bordure de l'axe Volos-Velestinon apparaissent, quant à elles, assez complexes dans le détail ; elles "confortent" l'hypothèse d'un déplacement horizontal dextre le long de cet axe Volos-Velestinon (fig. 311).

B. LES DEFORMATIONS DE L'UNITE OPHIOLITIQUE.

Je n'ai pas étudié ces déformations en détail, mais le schéma structural (fig. 311) permet de faire un certain nombre de constatations :

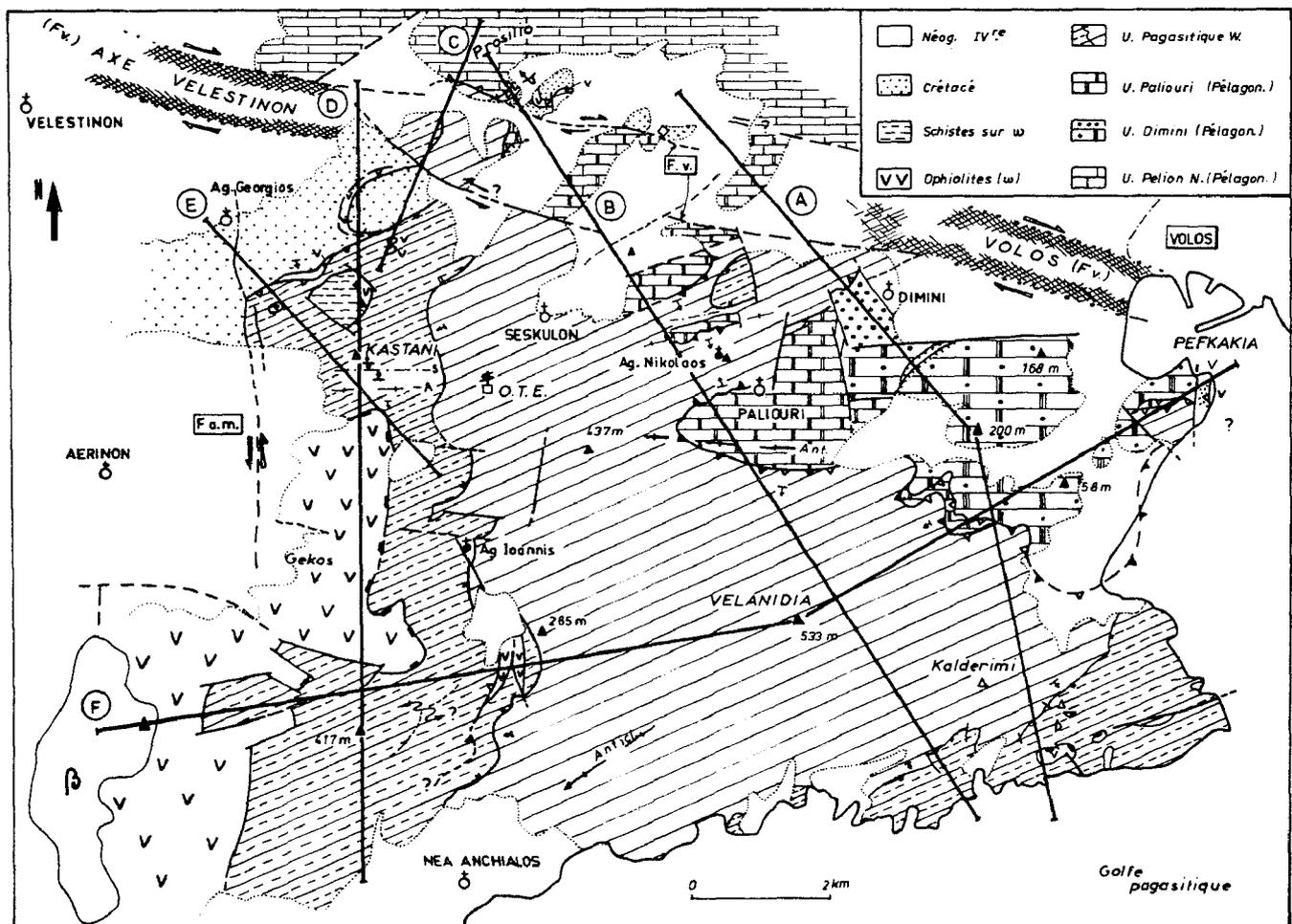


Fig. 311. - Tectonique. Schéma géologique et structural du massif de Velanidia. A à F, coupes fig. 312.

Abréviations : F a.m. accident Agios-Georgios. - F v. axe Volos-Velestinon.

- la masse principale de la nappe ophiolitique est cantonnée à l'Ouest du massif de Velanidia. Elle semble constituer le prolongement oriental de la nappe ophiolitique d'Eretria, mais elle est séparée de celle-ci -à l'affleurement- par des terrains métamorphiques (au Sud du Psilora-chi) qui ne présentent pas d'affinité particulière avec la série Ouest-pagasitique située sous les ophiolites du massif de Velanidia. Il s'agit probablement de terrains métamorphiques situés, dès les phases paléohelléniques (?), sur les ophiolites d'Eretria, et qui pourraient être reliés au petit affleurement de schistes métamorphiques supra-ophiolitiques présents au Sud d'Agios Georgios (fig. 311 et 312).

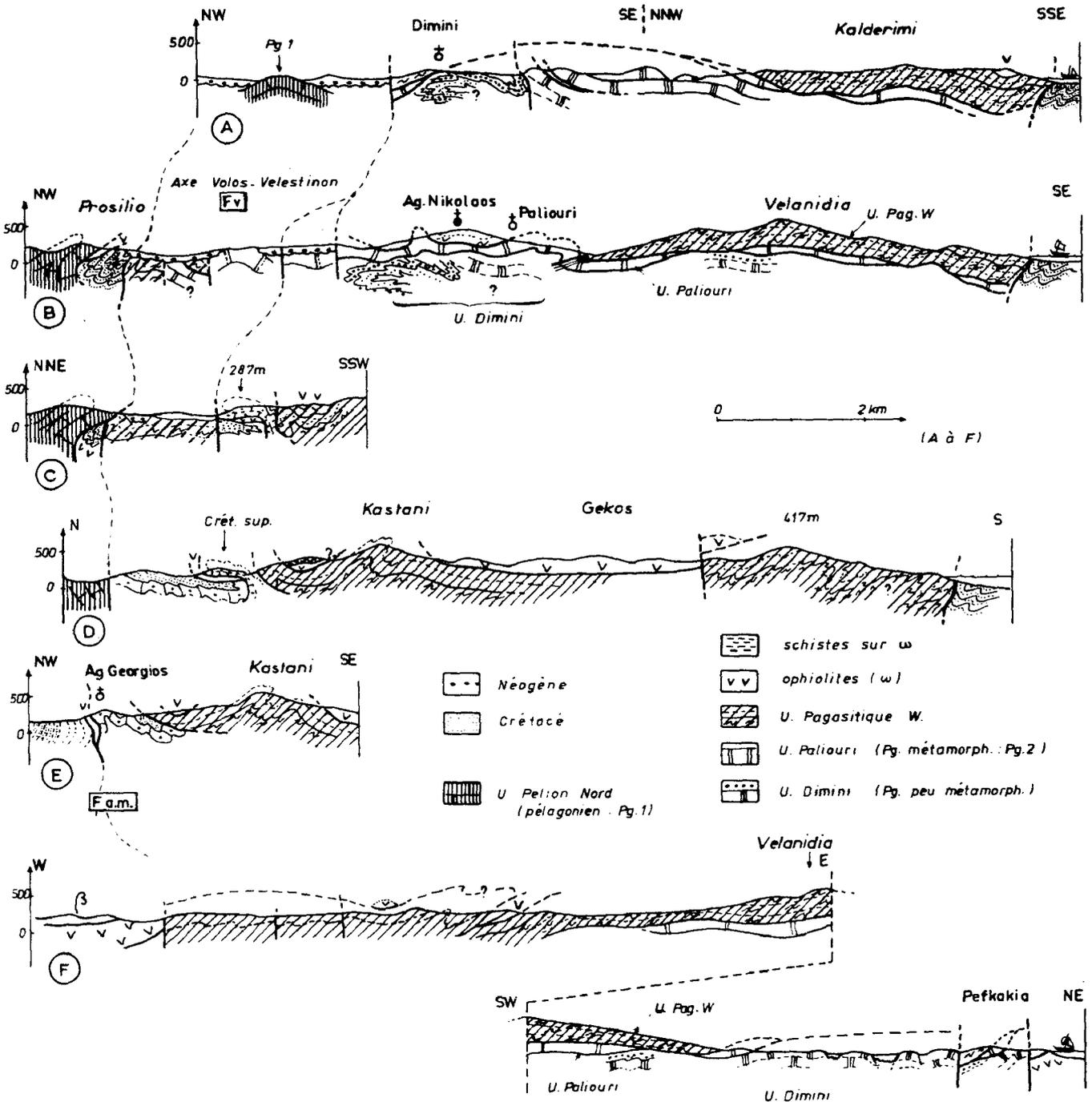


Fig. 312. - Tectonique. Coupes dans les unités du massif de Velanidia. Coupe A à F, fig. 311.

La superposition des unités ophiolitique , pagasitique occidentale et de Paliouri est d'âge anté-Crétacé supérieur.

La superposition de l'ensemble précédent sur l'unité de Dimini est d'âge tertiaire, comme les chevauchements en bordure de l'axe Volos-Velestinan.

Cependant, cette notion de terrains métamorphiques, en position supra-ophiolitique dès les phases précoces, n'est pas sans poser des problèmes vis-à-vis de l'interprétation du dispositif paléohellénique, dans la mesure où, en Othrys et dans les Hellénides en général, les nappes ophiolitiques sont les plus hautes du dispositif structural anté-crétacé supérieur.

L'autre hypothèse envisageable est qu'il s'agisse d'une superposition d'âge tertiaire ; mais l'absence constante de copeaux crétacés entre les terrains métamorphiques et les ophiolites sous-jacentes ne permet pas d'être affirmatif.

Par ailleurs, un axe Nord-Sud (F a.m., fig. 283 et 311), correspondant probablement à un couloir faillé -zone de décrochement senestre ?- actuellement occupé par les laves récentes de Mikrothive, sépare les deux masses ophiolitiques d'Eretria à l'Ouest et du Gekos à l'Est : les corrélations établies entre ces deux ensembles ne sont donc pas certaines, même si les coulissages le long de F a.m. paraissent d'ampleur limitée ;

- au Nord-Ouest, près d'Agios Georgios, et au Sud-Est (Cap Angistri) du massif de Velanidia, on ne retrouve que de petites masses de roches basiques et ultrabasiques. Il s'agit probablement de l'effet de l'érosion récente. Cependant, comme cela vient d'être dit, des schistes métamorphiques sont présents sur certains de ces petits ensembles de serpentinites près d'Agios Georgios. Cela prouve que l'érosion récente n'est pas seule en jeu, et que des événements anté-Crétacé supérieur ont dû jouer un rôle dans la formation de certains de ces corps ophiolitiques de dimension modeste ;

- enfin, se pose le problème du corps de serpentinites présent au Nord de Nea Anchialos, au sein de la partie supérieure de l'unité pagasitique occidentale, et qui repose également, comme la masse principale, sur des métaradiolarites montrant des fantômes de Radiolaires. Diverses hypothèses sont envisageables (fig. 311 et 260) :

- + on peut admettre qu'il s'agit là d'un coeur synclinal pincé ou d'un copeau tectonique, mais rien dans la structure d'ensemble ne vient confirmer ou infirmer ce type d'interprétation ;
- + l'hypothèse d'un olistolithe n'est guère satisfaisante, dans la mesure où il n'existe pas de formations à galets ophiolitiques à proximité ;
- + le corps ophiolitique est à sa place et il existe une unité supplémentaire anté-Crétacé supérieur qui vient la recouvrir avec ses propres ophiolites. Les limites de cette unité éventuelle n'apparaissent pas clairement vers le Nord (fig. 311) ;
- + enfin, les terrains qui recouvrent ce corps ophiolitique correspondent à une couverture transgressive d'âge jurassique terminal ou plus récent. Le même problème de limites se pose au Nord, avec la série de Seskulon, et de plus, l'unité ophiolitique supérieure apparaît dans une position structurale étrange et sur des niveaux à métacherts très rares dans le Crétacé des zones internes.

De ce fait, la première hypothèse faisant uniquement intervenir des phénomènes tectoniques d'ampleur limitée semble la plus intéressante, même si les déformations envisagées n'ont pu être déterminées précisément.

C. UNITE PAGASITIQUE OCCIDENTALE ; ANALYSE DES DEFORMATIONS.

1. CARACTERISTIQUES DU CONTACT DE BASE.

Ce contact est très probablement anté-crétacé supérieur, notamment là où existe l'unité de Paliouri sous-jacente, alors que vers l'Est, là où l'unité pagasitique recouvre directement l'unité de Dimini, on est conduit à lui attribuer un âge tertiaire.

De ce fait, même à l'Ouest, où l'unité de Paliouri est présente, un rejeu tertiaire important de l'accident anté-crétacé supérieur doit être envisagé (fig. 311 et 312).

2. STRUCTURES PLISSEES D'ORDRE SUPERIEUR.

Les structures qui affectent l'ensemble des unités tectoniques constituant le massif de Velanidia ont été décrites précédemment. On relève notamment un plongement global des structures vers l'Ouest et le Sud-Est, définissant un axe anticlinal complexe de direction NE-SW, s'enfonçant vers le Sud-Ouest (fig. 311).

Des axes de direction Est-Ouest, tels que ceux du mont Kastani (fig. 311), sont associés à des plis métriques synschisteux de même direction. Ces axes (synclinal et anticlinal) du mont Kastani semblent se prolonger dans l'unité de Paliouri, près de ce même village.

L'analyse du synclinal du flanc Sud du mont Kastani montre un déversement vers le Sud.

Les répétitions de faciès observées au Nord de Nea Anchialos correspondent en partie, semble-t-il, à des plissements importants, mais ceux-ci n'ont pu être déterminés avec précision. Le plongement actuel des couches vers l'Ouest ne doit pas masquer le fait que des plissements d'axe Est-Ouest ont pu affecter cette série.

3. STRUCTURES MINEURES.

a. LES MARBRES ET SCHISTES SUPERIEURS (TRIAS-JURASSIQUE ?).

Les plans mesurables correspondent, pour l'essentiel, à la schistosité principale (S_1) parallèle à la stratigraphie.

D'autres plans de schistosité moins marqués (S_2 surtout) sont localement visibles.

Les linéations les plus abondantes correspondent aux intersections de ces différents plans.

Les axes de plis et linéations, reportés sur stéréogramme (fig. 313 A), montrent une unique concentration autour d'une direction Est-Ouest (N 70 à N 110).

De ce fait, il est difficile de distinguer les plis liés à la foliation principale (b_1) des plis synschisteux reprenant cette même foliation (b_2). Les plis les plus nets et les plus abondants semblent correspondre à la deuxième phase b_2 .

Les microplis synschisteux visibles sur le flanc Sud du mont Kastani paraissent pouvoir être associés à la structure synclinale d'ordre kilométrique d'axe Est-Ouest, déversée vers le Sud.

L'abondance des microplis indiquant des déversements vers le Sud (série normale : Z en regardant vers l'Est) dans le secteur du cap Angistri, plaide en faveur de cette interprétation.

b. LES SCHISTES OEILLES DE SESKULON.

Une analyse particulière de cette formation est nécessaire dans la mesure où des éléments structuraux hercyniens pourraient être présents.

L'observation des stéréogrammes (fig. 313 A) montre que les éléments structuraux (linéations surtout) relevés dans cette formation sont comparables à ceux des niveaux sus-jacents. Ainsi, les plans de la schistosité principale, qui correspondent à des plans de mylonitisation développés aux dépens de faciès particuliers (granite, orthogneiss anciens (?), etc...), sont soulignés par des recristallisations alpines (micas blancs surtout), probablement homologues de la foliation principale des schistes et marbres sus-jacents (Trias-Jurassique ?).

S'agissant des éléments structuraux mesurés, il faut remarquer que les plis -reconnaisables- sont très rares dans les schistes oeilés typiques, pétrographiquement homogènes. Les linéations, en revanche, sont nombreuses ; elles correspondent à des linéations d'intersection entre des plans dont la nature n'est pas toujours définie, et à des linéations d'étirement (feldspaths étirés surtout).

Les linéations en liaison avec des déformations pénétratives (linéations fines, régulières et très serrées) sont principalement groupées autour de la direction Est-Ouest. Les linéations les plus grossières (crénulations) sont, quant à elles, plus dispersées.

4. LES RELATIONS METAMORPHISME-TECTONIQUE DANS L'UNITE PAGASITIQUE OCCIDENTALE (pour les descriptions détaillées, voir la 3e partie de ce mémoire).

La schistosité principale, d'âge alpin, des marbres et schistes supérieurs (S_1 ou S_{1-2}) est soulignée par des paragenèses typiques d'un métamorphisme d'assez faible degré (cf. "Schistes verts"...).

La mylonitisation conduisant à la genèse des schistes oeilés de Seskulon, qui s'accompagne de la déstabilisation des minéraux préexistants (d'âge paléozoïque) tels que biotite, muscovite, allanite et feldspath alcalin, avec développement de nouvelles paragenèses à phengite, épidote et albite, est contemporaine de cette schistosité S_1 .

Les schistosités ultérieures sont marquées par la recristallisation de certains minéraux (quartz, calcite, phengite ?) et la réorientation de minéraux phylliteux antérieurs.

5. AGE DES EVENEMENTS TECTONIQUES.

Ce problème sera discuté en détail dans les conclusions de cette quatrième partie. Pour simplifier, on peut retenir que :

- la phase 2 ($b_2 = N 70-N 110$, à déversement Sud) est très certainement d'âge tertiaire ;
- la phase 1 (b_1 de direction proche de b_2 , déversement ?) correspond :
 - + soit aux premières manifestations d'une période orogénique tertiaire (ancienne) se prolongeant par la phase 2 ;
 - + soit à une phase anté-Crétacé supérieur.

Cette ambiguïté d'âge concernant la phase 1, contemporaine de la foliation principale, se retrouve pour tous les terrains anté-crétacés des massifs du Pelion et de Velanidia. La présence d'amphiboles sodiques dans les formations crétacées métamorphiques (cf. 3e partie) montre cependant qu'il existe une phase majeure de métamorphisme tertiaire dans le secteur étudié, qu'il s'agisse de la phase 1 ou de la phase 2 reconnue. Celle-ci sera, de ce fait, difficile à distinguer des phases anté-crétacées aux effets assez voisins (cf. Mikro Vounon).

D. UNITE DE PALIOURI : ANALYSE DES DEFORMATIONS.

1. CARACTERISTIQUES DES CONTACTS LIMITANT CETTE UNITE.

Le contact de base, d'âge tertiaire supposé, évolue latéralement puisque l'unité de Paliouri est réduite à de simples copeaux tectoniques vers l'Est.

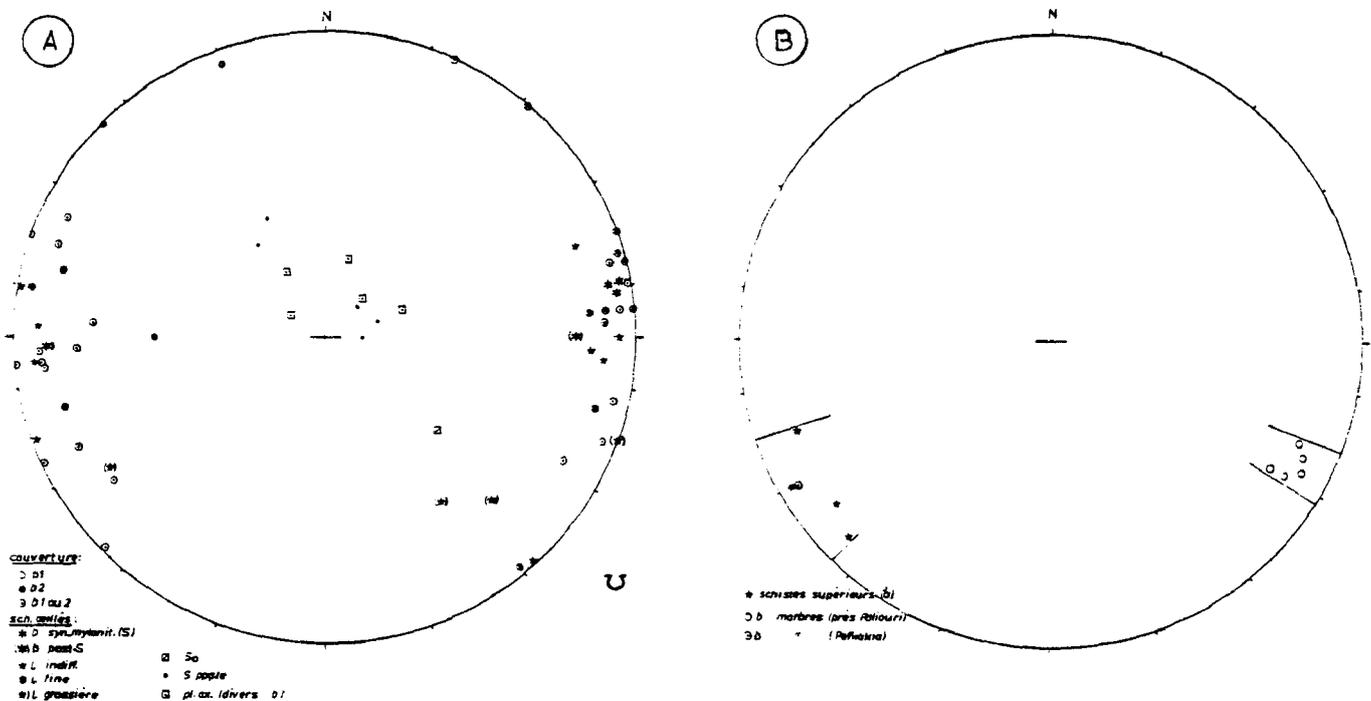


Fig. 313. A et B. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité pagasitique occidentale (A) et de Paliouri (B).

Le premier (A) montre une concentration des plis et linéations autour de la direction E-W (dite "transverse") qui est probablement d'âge tertiaire. Le second (B) est pauvre en données. Les plis N 110-120 synschisteux et déversés vers le S SW pourraient être associés à la mise en place sur l'unité de Dimini. Les autres plis seraient liés à la première phase tertiaire "transverse".

Les dénominations $b_1, b_2, b_3 \dots S_1, S_2 \dots$ n'ont qu'une valeur locale.

Le contact supérieur avec les schistes ocellés mylonitisés de l'unité pagasitique occidentale, supposés d'âge précoce (anté-crétacé supérieur), se fait par l'intermédiaire de quelques mètres de schistes et calcschistes parfois liés aux marbres de Paliouri (fig. 254, 3e partie), mais aucun copeau tectonique étranger ne s'y observe. Naturellement, ces caractéristiques se modifient vers l'Est, vu la disparition de l'unité de Paliouri.

2. LES STRUCTURES PLISSEES.

Les plis affectant l'ensemble des unités du massif de Velanidia ont été signalés précédemment.

Les déformations mineures n'apparaissent que très rarement dans les marbres massifs, et les schistes et calcschistes sus-jacents sont soit peu tectonisés, soit décollés de leur soubassement, et dans ce cas, leur appartenance à l'unité de Paliouri est incertaine. De ce fait, les mesures restent peu nombreuses (fig. 313 B).

L'exemple le plus intéressant me paraît être le pli d'ordre décamétrique situé au Sud de Paliouri (fig. 312Bet 254 B, 3e partie). Les mesures effectuées dans les schistes surmontant les marbres montrent des axes compris entre N 225 et N 250 (N 45 à N 70), alors que les axes observés dans les marbres révèlent des directions N 110-N 120. Ces dernières mesures ont été faites sur une tête de pli majeur présentant des couches subverticales, mais les axes sont subhorizontaux et parallèles, par ailleurs, aux linéations d'intersection entre la schistosité et le contact marbres-schistes. Ces directions N 120 sont donc très probablement significatives, mises à part certaines torsions d'axes visibles le long de la vallée Agianorrema.

Ces plis d'axe ESE-WNW indiquent un déversement vers le Sud.

3. LES RELATIONS TECTONIQUE-METAMORPHISME (cf. 3e partie)..

Une schistosité (S_2), liée aux plis d'axe N 110-120, recoupe la foliation principale des schistes (M_1 et S_1), mais elle est soulignée par des micas blancs de néogénèse (M_2).

Je n'ai pu déterminer si les plis d'axe NE-SW étaient associés à S_1 ou S_2 , mais la forme très aiguë de ces plis laisse penser qu'il pourrait s'agir de plis synmétamorphiques de première phase (b_1-S_1).

L'existence de plis d'axe N 240 (N 60) dans les copeaux de marbres de Paliouri de la presque île de Pefkakia montre que les plis d'axe NE-SW ne sont pas cantonnés aux schistes.

E. UNITE DE DIMINI : ANALYSE DES DEFORMATIONS.

1. CARACTERISTIQUES DES CONTACTS LIMITANT L'UNITE.

Seul le contact supérieur est présent à l'affleurement, puisque la série de Dimini apparaît en fenêtre dans la partie Nord-Est du massif de Velanidia.

Le contact méridional, bien visible, garde des caractères relativement constants : les schistes ocellés de Seskulon surmontent les marbres de Dimini et les schistes à Radiolaires (jurassiques ?) associés, par l'intermédiaire des marbres de Paliouri (fig. 311 et 312).

Le contact septentrional est nettement différent puisque les schistes ocellés de Seskulon reposent directement sur les formations schisteuses de Dimini, supposées -pour partie- crétacées. Ce dernier contact n'apparaît à l'affleurement que très rarement et dans un contexte de failles verticales et/ou décrochantes, ce qui introduit un élément de doute quant à sa signification. Il pourrait exister une relation entre la présence des marbres de Dimini, en position structurale élevée, et la disparition tectonique de l'unité de Paliouri.

Malgré les caractéristiques observées au Sud-Est de la fenêtre de Dimini, le contact tectonique supérieur est attribué aux phases tertiaires dans sa totalité, de par la présence de faciès (supposés) crétacés dans la série en fenêtre.

2. LES STRUCTURES D'ORDRE SUPERIEUR.

Elles existent probablement (*cf. supra*) mais restent difficiles à définir ; on peut citer :

- des petits chevauchements qui semblent conduire à la superposition des deux masses de marbres de Dimini, visibles juste au Sud de ce village, près des carrières. Les déplacements impliqués se feraient principalement vers le Nord-Ouest, mais le contact étant tronqué au Nord-Est et au Sud-Ouest par des failles verticales, cette conclusion reste hypothétique (fig. 311 et 312 A) ;

- des plis majeurs probables, dans les formations schisteuses de Dimini, dont le coeur pourrait être le flysch apparaissant entre les marbres de Dimini et la piste Dimini-Paliouri.

3. LES STRUCTURES MINEURES.

Plusieurs schistosités et par conséquent différentes familles de linéations d'intersection sont présentes dans les formations schisteuses de Dimini, supposées crétacées. En revanche, les plis semblent rares ou mal exprimés ; quelques plis ont été reconnus dans des marbres peu massifs (fig. 314 A).

Les linéations mesurées directement et les linéations calculées à partir de l'analyse des plans de schistosité montrent que les directions NE-SW (N 35-65) sont prédominantes (fig. 314 A). D'autres linéations se regroupent dans le quadrant NW-SE (N 315-340 ou N 135-160) et entre N 190 et N 200. Cette dernière linéation résulte de l'intersection entre des bancs granuloclassés -dont la polarité est connue- et une belle schistosité pénétrative.

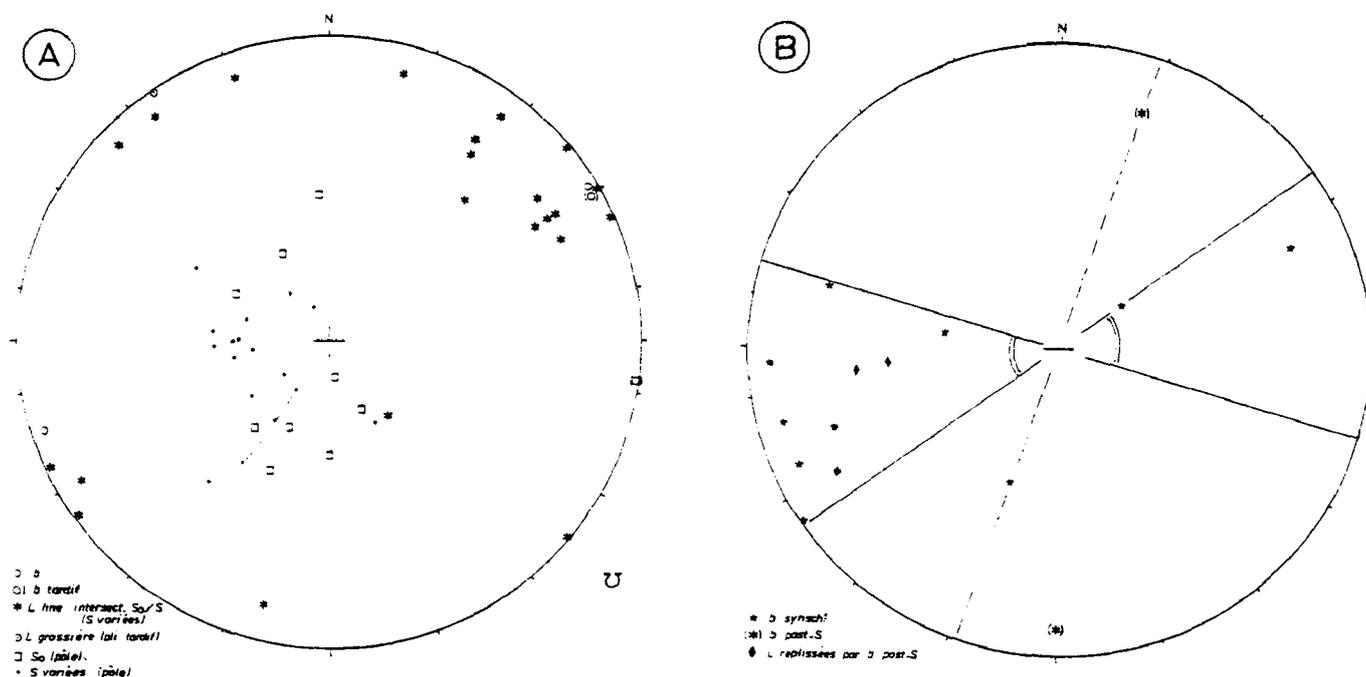


Fig. 314. A et B. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité de Dimini (A) et aux niveaux crétacés d'Agios Géorgios. (B).

Deux familles de direction apparaissent dans le premier (A) ; des directions voisines de N 50 et d'autres (plus rares) proches de N 140-320.

Il s'agit de structures tertiaires puisque les mesures ont été effectuées dans les séries schisteuses (très probablement) crétacées de Dimini.

Les premières déformations correspondraient à la phase tertiaire transverse (T_{TV}), les secondes à la mise en place des unités métamorphiques sur la série de Dimini, et/ ou aux décrochements (Fv). Les données de la figure (B) sont difficiles à interpréter : les plis semblent liés ici au déplacement du bloc de Velanidia le long des décrochements bordiers. Ceux-ci peuvent résulter de la phase tertiaire transverse mais aussi des phases plus récentes.

L'angle entre les deux plans ($S_0 = 65 \text{ N } 277$ et $S = 40 \text{ N } 120$) est assez important, et si l'on essaie de faire correspondre les éléments ainsi déterminés, la solution la plus simple semble être d'envisager pour le flysch une tête anticlinale plongeante déversée vers le NNW (?). Ces structures particulières pourraient être dues à l'influence des structures décrochantes de l'axe Volos-Velestinon (F v.), mais il se peut également que la schistosité (S) se soit développée après une première phase de plissement des schistes, ce qui modifierait totalement la reconstruction envisagée.

L'analyse de la répartition sur stéréogrammes (fig. 314) des schistosités et plans de stratigraphie (représentés par leurs pôles) montre une légère dissociation entre ces deux éléments. Si les pendages des limites lithologiques (plans de stratigraphie) révèlent la présence d'une sorte d'antiforme complexe (d'axe NE-SW à plongement SW ??), les schistosités, elles, semblent présenter un plongement moyen vers Est-Sud-Est (Nord-Est à Sud, en fait) qui renforce l'idée de mouvements vers le Nord-Ouest(?). Les arguments sont cependant trop limités quantitativement ; une étude très détaillée (à l'échelle du 1/10 000 par exemple) de ce secteur et des failles qui le limitent s'avère nécessaire pour confirmer ou infirmer ces premiers résultats.

Pour expliquer les structures les plus tardives (vers le Nord-Ouest), il faut à nouveau envisager l'influence des mouvements décrochants (F v.), car le recouvrement suggéré par la nature des faciès présents au sein de la fenêtre de Dimini, implique des mouvements différents, correspondant à un déplacement vers le Sud ou le Sud-Ouest des unités supérieures, et non pas vers le Nord-Ouest.

4. LE PROBLEME DU METAMORPHISME.

La série crétacée (?) de Dimini est très peu métamorphisée (les illites y sont toutefois bien cristallisées) (+).

Son soubassement triasico-jurassique est constitué de marbres cristallins qui pourraient laisser supposer qu'une phase de recristallisation anté-crétacée les a affectés, mais les schistes à Radiolaires sus-jacents et concordants sont, eux, assez peu transformés.

F. LES SERIES SITUEES EN BORDURE DU MASSIF DE VELANIDIA.

1. SECTEUR D'AGIOS GEORGIOS (NW DU MASSIF DE VELANIDIA).

Le schéma structural (fig. 311) montre que, dans ce secteur, se relaient deux directions structurales particulières, l'une Nord-Sud, à l'Ouest, l'autre NE-SW, plus à l'Est :

- la direction Nord-Sud est ancrée sur le décrochement senestre de même direction (F a.m., fig. 283 et 311) ;

- la direction NE-SW correspond à un chevauchement, probablement de faible ampleur, de la série Ouest-pagassitique sur des formations crétacées plus faiblement métamorphisées.

Un trait structural intéressant est représenté par les marbres fossilifères crétacés du sommet coté 286 m, qui dessinent très probablement un pli couché, déversé vers le Nord-Nord-Ouest (fig. 312 C, D et 263, 3e partie).

Les microstructures reportées sur stéréogrammes (fig. 314 B) confirment l'existence de cette direction majeure NE-SW, qui est ici datée comme étant post-crétacée, c'est-à-dire tertiaire. Contrairement à d'autres secteurs, le déversement se fait cependant vers le Nord-Ouest (NNW).

2. SECTEUR DE PEFKAKIA (NORD-EST DU MASSIF DE VELANIDIA).

La coupe de la bordure orientale du cap Pefkakia (fig. 267, 3e partie et fig. 311) est particulièrement intéressante du point de vue tectonique, même si la signification de cette série n'est pas connue précisément.

(+) Etudes effectuées par Holtzappfel.

On relève sur cette coupe des plis décamétriques d'axe Est-Ouest en moyenne ($b \approx N 275$), apparemment déversés vers le Nord (polarité de la série supposée normale).

Les marbres et pélites affectés par ces plis recouvrent plus ou moins normalement des serpentinites situées plus au Nord.

Cet ensemble paraît recouvrir anormalement les schistes à amphibole-bleue et serpentinites associées, qui affleurent juste à la verticale des plis affectant les marbres, en bordure de mer. Des plis serrés, associés à une schistosité de crénulation (S_2) reprennent la foliation (S_1) à stilpnomélane et amphiboles bleues.

Etant donné la position de ces affleurements dans le contexte général, une partie des déformations (b_2, S_2) observées est probablement en rapport avec les mouvements de blocs récents ; mais la tectonique liée au métamorphisme à amphibole bleue (S_1) est très certainement liée au développement des structures tangentielles majeures, tertiaires (ou anté-crétacées), même si des mouvements coulissants ont pu se produire à cette occasion.

3. LA SERIE DU CIMETIERE DE DIMINI (NORD-EST DU MASSIF DE VELANIDIA).

Les pendages observés indiquent que cette série métamorphique, séparée de la série peu métamorphique de Dimini par une faille verticale, surmonte cette dernière ou vient buter contre elle, du fait des coulissements horizontaux (fig. 311 et 268, 3e partie).

Il s'agit donc soit de la partie supérieure de la série de Seskulon, soit d'une partie de la série pélagonienne -jurassique ou crétacée p.p.- du Pelion Nord.

Les affleurements sont trop restreints pour que ces comparaisons aient une valeur définitive.

IV. CONCLUSIONS

Les faits les plus importants correspondent à la mise en évidence d'un dispositif paléohellénique (unités ophiolitique, Ouest-pagasitique et de Paliouri), d'une part, et d'une fenêtre tertiaire due au chevauchement de cet ensemble d'unités précoces sur l'unité de Dimini, supposée d'affinité pélagonienne, d'autre part.

Le problème majeur, qui reste à élucider, est celui de la nature des structures tectoniques et des recristallisations liées aux phases paléohelléniques, dans la mesure où les plis observés ont des directions comparables à celles des formations crétacées voisines. Ainsi, la foliation principale (S_1) n'a pu être attribuée précisément aux événements tertiaires ou anté-Crétacé supérieur même si la plupart des plis synmétamorphiques observés paraissent être d'âge tertiaire (unité pagasitique occidentale).

TECTONIQUE DU PELION-NORD

I. GENERALITES

Le compartiment dit du Pelion Nord est limité sur ses bordures par de grands accidents verticaux ayant joué, au moins à certaines époques, en décrochement : F v. au Sud-Ouest, F k. au Sud-Est et F égée au Nord-Est (fig. 283 et 315). La limite nord-occidentale de ce compartiment est située en dehors du secteur étudié ; l'étude -entreprise par Katsikatsos *et al.* (1980 et sous presse) - du mont Mavrovouni, intercalé entre les massifs du Pelion et de l'Ossa, apportera certainement des précisions sur ce secteur.

Le Pelion Nord n'a pas fait l'objet d'étude tectonique particulière avant les dix dernières années (Ferrière, 1973 a, b, 1976 a, 1979 ; Frost, 1976, non publié), hormis quelques travaux très anciens (Deprat, 1904) ou à vocation pétrographique (Tataris, 1960).

Contrairement à ce qui a pu être avancé (Frost, *op. cit.*), les structurations tertiaires y sont importantes et même polyphasées : Crétacé supérieur affecté de plissements synmétamorphiques ; unités de Lechonia post-métamorphique (Ferrière, *op. cit.*). De ce fait, les phases paléohelléniques sont difficiles à décrypter : des témoins des unités précoces sont cependant présents sous la forme d'unités ophiolitiques et peut-être d'unités peu épaisses caractérisées par des schistes ocellés.

Le problème fondamental qui se pose dans ce secteur est celui de la signification de la puissante série de Makrinitza, qui représente soit la base de la série pélagonienne sus-jacente, séparée de celle-ci par un contact disharmonique, soit une série d'affinité non précisée, mais probablement interne, réapparaissant en fenêtre (Ferrière, 1976 a, c, 1979, 1982 ; Katsikatsos *et al.*, 1980 et sous presse). La présence de grands décrochements sur les bordures de ce compartiment apporte de nouveaux éléments de réflexion.

II. LES UNITES FONDAMENTALES DU PELION-NORD

A. DISTINCTION DES PRINCIPAUX CONTACTS TANGENTIELS.

1. CONTACTS PROUVES.

Le seul contact tangentiel certain séparant des unités tectoniques majeures, est dans ce secteur, celui qui limite, à la base, l'unité (klippes) de Lechonia (fig. 315-316). La réalité de ce contact est attestée par de nombreuses observations : la mylonitisation de la base de la série de Lechonia, les rapports géométriques entre les klippes et leur soubassement et enfin, les différences de métamorphisme existant entre ces deux ensembles. Si les niveaux crétacés de la série pélagonienne du Pelion-Nord sont en effet métamorphisés, il n'en est pas de même des termes de même âge des klippes de Lechonia.

Des contacts tectonisés de moindre importance, d'âge tertiaire également, séparent les formations crétacées, les ophiolites et leur soubassement, à l'Ouest de Melissatika.

2. CONTACTS ENVISAGEABLES.

a. LES SCHISTES OEILLÉS A HORNBLÈNDE ET BIOTITE DE GLAFIRE (NORD DE VOLOS) ET DE XURICHTI (SUD-EST DU PELION-NORD) (fig. 315-316, 198, 3e partie).

Ces schistes oeillés qui reposent sur les marbres et schistes pélagoniens du Pelion-Nord sont en général très mylonitisés, ce qui suggère la présence d'un contact tectonique majeur. L'absence de copeaux tectoniques étrangers, tels que des serpentinites au niveau du contact supposé, ne permet cependant pas d'être affirmatif.

La présence ou l'absence de ce contact tectonique a des conséquences fondamentales sur l'interprétation des événements métamorphiques et donc tectoniques ayant affecté les séries du Pelion, car les schistes contiennent de la hornblende et de la biotite : dans le premier cas (présence d'un contact) les schistes peuvent être paléozoïques et le métamorphisme hercynien ; dans le second cas (absence de contact) les schistes sont d'âge jurassique et le métamorphisme paléohellénique (anté-crétacé supérieur).

b. LE CONTACT ENTRE LES MARBRES PELAGONIENS ET LA SÉRIE DE MAKRINITSA.

Ce contact est bien visible au Nord-Ouest et au Sud-Ouest des affleurements de la série de Makrinitza. Des traces de tectonisation existent en divers secteurs (fig. 189, 3e partie) mais aucun copeau étranger ne vient confirmer l'existence d'un contact tectonique fondamental à ce niveau.

La présence de schistes oeillés puissants, à la base des séries pélagoniennes, tant dans le Pelion-Sud qu'en Othrys orientale où ils sont d'âge paléozoïque supérieur (ou plus anciens), conduit malgré tout à s'interroger sur la signification de ces schistes de Makrinitza.

Les deux principales hypothèses envisageables ont été discutées dans la troisième partie, je ne ferai que rappeler les éléments essentiels.

b1. Réapparition en fenêtre de la série de Makrinitza sous les marbres pélagoniens (Ferrière, 1976 b, c).

Témoignage en faveur de cette interprétation, les faits suivants :

- la dissymétrie des faciès au sein de l'éventuelle "fenêtre du Haut-Pelion" avec des formations très clairement de type volcano-sédimentaire, à l'Ouest, et plutôt calcaro-schisteuses à l'Est. La présence de failles verticales fait que les niveaux comparés ne sont peut-être pas toujours suffisamment bien repérés par rapport au contact majeur, surtout au Sud de la "fenêtre", ce qui nuit à la valeur de cet argument ;

- la puissance -apparente- de la série de Makrinitza qui, même si l'on tient compte des plis, semble atteindre plusieurs centaines de mètres, ce qui peut paraître surprenant comparé aux autres formations volcano-sédimentaires triasiques connues dans les séries pélagoniennes helléniques non métamorphiques ;

- la présence de faciès "schistes bleus", parfois d'origine volcano-sédimentaire, formant des unités tectoniques indépendantes sous des nappes pélagoniennes, tant au Nord du Pelion qu'au Sud (cf. 3e partie).

b2. La série de Makrinitza représente le soubassement normal des marbres pélagoniens (Deprat, 1904 ; Tataris, 1971 ; Ferrière, 1976 a, 1982 ; Katsikatsos *et al.*, 1980 et sous presse).

Les faits en faveur de cette hypothèse sont :

- la nature volcano-sédimentaire, locale, des terrains constitutifs de la série de Makrinitza qui pourraient être parallélisés avec d'autres formations du Trias moyen des séries pélagoniennes présentes dans les zones internes (cf. 3e partie).

Pour ma part, j'ai recherché depuis de nombreuses années des Conodontes dans cette série, mais en vain. La découverte de tels fossiles serait, naturellement, un argument majeur en faveur de cette interprétation ;

- la comparaison avec les faciès métamorphiques de Mikro Vounon, au Nord de Farsala. En effet, la série inverse de Mikro Vounon permet d'observer la base stratigraphique (supposée)

des marbres massifs d'affinités pélagoniennes. Or, il ne s'agit pas là de "schistes oeilés" mais de faciès variés, à schistes, calcschistes, passées de marbres, quartzites et metabasites (Richard, 1980), qui ne sont pas sans rappeler la série de Makrinitza. Dans cette hypothèse, les différences majeures observées entre les soubassements schisteux des marbres pélagoniens du Pelion-Sud et du Pelion-Nord s'expliquent en admettant qu'il s'agit de deux unités nées et rapprochées tectoniquement lors des phases paléohelléniques (contacts tangentiels et décrochants) et repris lors des phases tertiaires (contacts décrochants?: F k., fig. 283, 315 et 316).

3. BILAN : LES DIFFERENTES UNITES TECTONIQUES DU PELION-NORD.

Les unités tectoniques de référence sont ici constituées par les marbres pélagoniens triasico-jurassiques et les schistes (jurassiques ?) sus-jacents (unité pélagonienne du Pelion-Nord) d'une part, l'unité de Lechonia qui est venue recouvrir la précédente lors d'une phase tertiaire récente, d'autre part. La série de Makrinitza pourrait représenter la base normale de l'unité du Pelion-Nord.

Entre les faciès crétacés métamorphiques de Melissatika (fig. 316) et les marbres pélagoniens s'intercalent des unités ophiolitiques et peut-être des unités à schistes oeilés, mises en place lors des phases paléohelléniques.

B. ANALYSE DES DEFORMATIONS D'ENSEMBLE.

L'élément principal est la surélévation (bombement) qui laisse apparaître la série de Makrinitza. La forme de ce bombement peut être appréhendée en analysant les altitudes de la base des marbres pélagoniens et de la surface de contact des klipptes de Lechonia - ce qui n'est pas tout à fait équivalent - plutôt que par le report sur stéréogramme des plans de stratigraphie ou de schistosité de la série de Makrinitza, du fait de l'existence de superposition de déformations dans cette dernière.

Il s'agit d'un dôme dont la partie la plus élevée correspond approximativement au secteur d'altitude maximale du Pelion-Nord (elle est en fait légèrement décalée vers l'Est). La genèse de ce dôme s'est faite en plusieurs étapes (*cf. infra*).

Les structures synclinales ont également des axes mal définis. Elles sont jalonnées au Nord par les faciès crétacés qui permettent de distinguer :

- une structure WNW-ESE ancrée sur l'axe Volos-Velestinon (zone de décrochements dextres pour l'essentiel) ;
- une structure NE-SW passant par Glafire, limitée par des failles verticales majeures de même direction ;
- le "synclinal" de Melissatika probablement chevauchant sur son bord occidental, ce qui entraîne un décalage vers l'Ouest de l'axe synclinal, marqué par les faciès crétacés, vis-à-vis de la déformation d'ensemble des niveaux sous-jacents. Cette structure est complexe et correspond en fait à un synclinorium ;
- au Sud de l'ensemble du Pelion-Nord, la retombée du bombement du Haut-Pelion est limitée par les failles verticales et décrochantes de Koropi (F k.). Un axe synclinal mineur, jalonné par des ophiolites, se développe juste au Sud de cet accident, sur la transversale de Neochorion, mais ce secteur reste très complexe (fig. 316 et *cf. infra*, chapitre VIII).

La complexité des déformations d'ensemble observées dans le Pelion-Nord tient, pour partie au moins, aux effets des mouvements de coulissage le long des accidents F k. et F v. (fig. 315) qui ont servi de guide lors de la formation du bombement principal et par voie de conséquence, lors de la déformation d'ensemble du contact de base de l'unité de Lechonia.

C. LES DEFORMATIONS DANS L'UNITE DE LECHONIA.

L'unité de Lechonia est constituée de trois groupes de klipptes : les klipptes de Lechonia et de Koropi-Pavlakia au Sud (Ferrière, 1973 b, 1979) ainsi que la klippe de Plessidi au Nord (Tataris, 1960 ; Ferrière, 1973 b). Je n'ai pu étudier celle de Plessidi, contenue en totalité ou presque dans un camp militaire, que quelques heures.

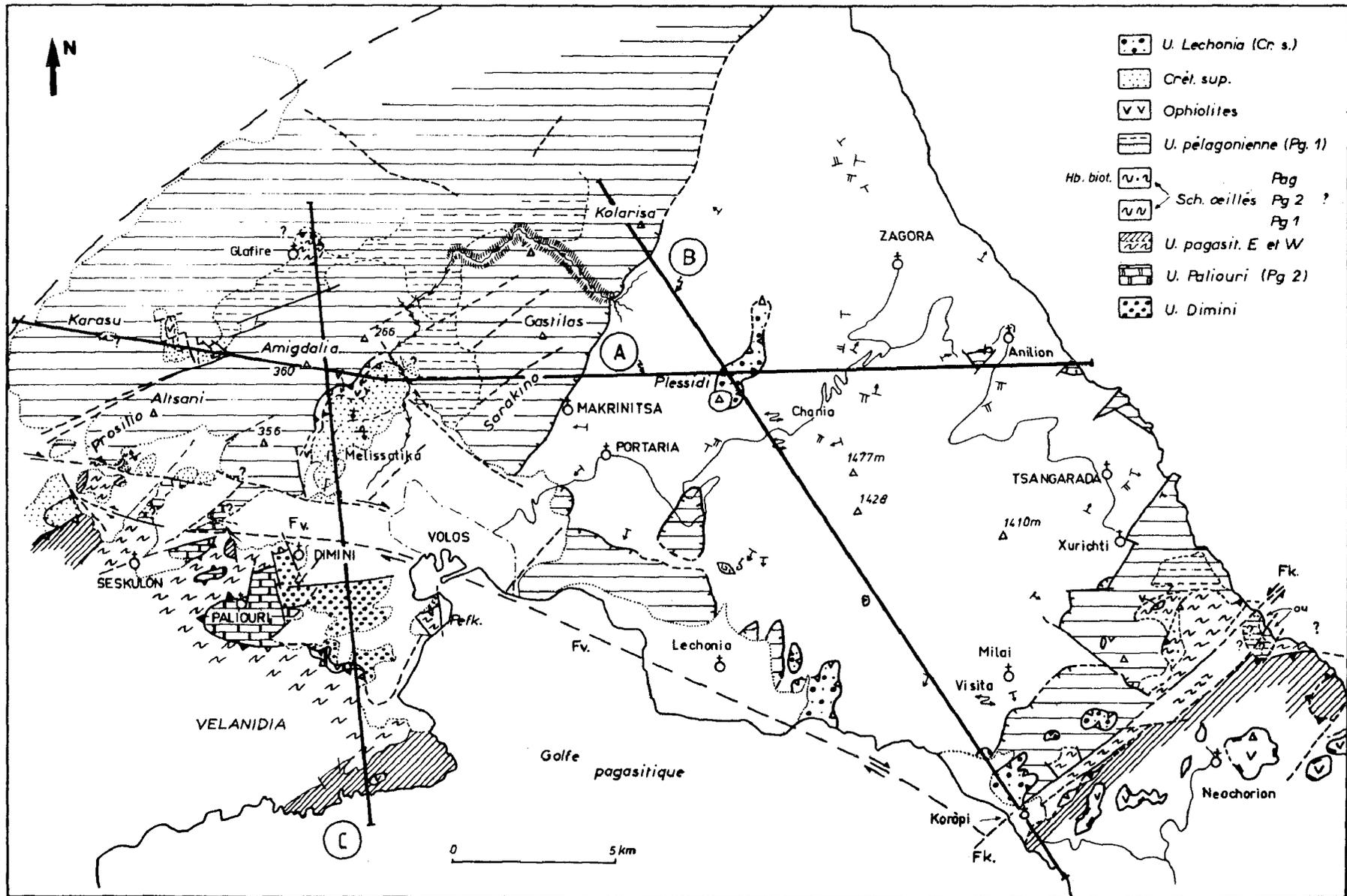


Fig. 315. - Tectonique. Schéma géologique et structural du Pelion-Nord. A à C, coupes fig. 316.

Abréviations : Pg 1 et Pg 2. - Unités pélagoniennes du Pelion-Nord (Pg 1) et du Pelion Sud-Paliouri (Pg 2). - Pag. unités pagasitiques supposées d'affinités maliaques. - F v. axe (décrochements) Volos-Velestinon. - F k. accidents de Koropi (failles verticales + décrochements).

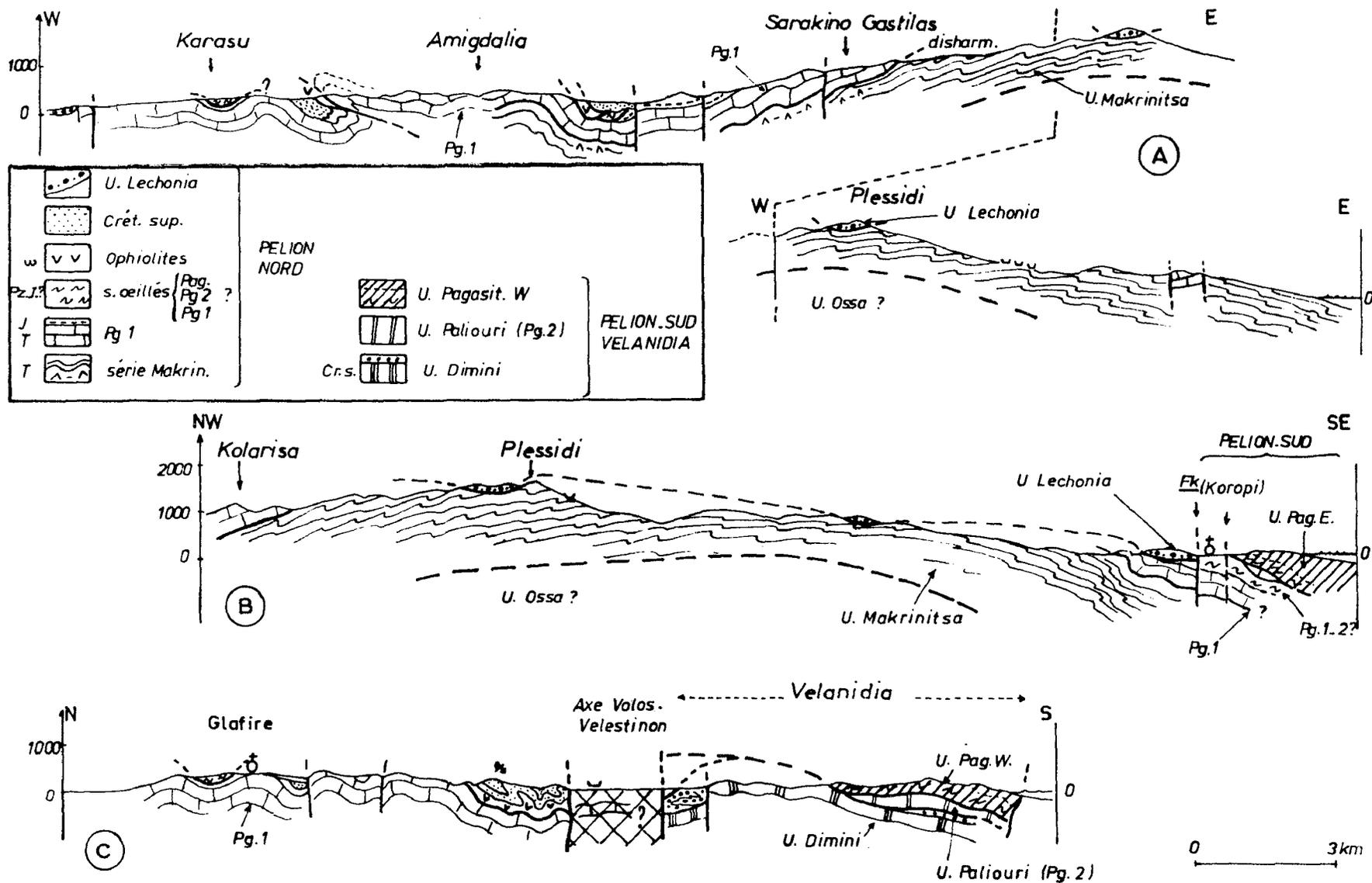


Fig. 316. - Tectonique. Coupes dans le Pelion-Nord et rapports avec les compartiments voisins. A à C, fig. 315.

L'unité de Lechonía constituée de Crétacé supérieur non métamorphique occupe une position surprenante sur la série structurellement la plus basse du dispositif.

Le problème principal est celui de la nature des rapports (stratigraphiques ou tectoniques) entre les marbres Pg 1 et la série de Makrinitza (voir texte). Les unités paléohelléniques paraissent ici peu représentées entre la couverture crétacée et les marbres et schistes pélagoniens (Pg 1) (cf. coupe A).

1. CARACTERISTIQUES DU CONTACT TANGENTIEL DE BASE.

Nous avons signalé précédemment l'importante déformation d'ensemble de ce contact tertiaire qui, en 10 km de distance, passe d'une altitude de 1 500 m (Plessidi) à l'altitude 0 m près de Lechonia.

Non seulement ce contact recoupe différents termes stratigraphiques de la série de Lechonia mais, en outre, il met en rapport les klippes de cette unité avec des niveaux différents du sous-bassement : schistes bleus de Makrinitza pour les klippes de Plessidi et de Lechonia, d'une part, marbres et schistes pélagoniens sus-jacents, pour les klippes de Koropi-Pavlakia, d'autre part.

Ce dispositif suppose l'existence d'une dénudation importante de la partie supérieure de l'ensemble marbres pélagoniens-série de Makrinitza, que celle-ci soit d'origine tectonique ou plus probablement due à une érosion anté-nappe.

2. LES DEFORMATIONS AU SEIN DES KLIPPES.

a. LES STRUCTURES MAJEURES.

On peut signaler ici le problème de la position du flysch par rapport aux calcaires créta-cés au sein de la klippe de Lechonia : la position haute des calcaires pourrait correspondre à l'ordre stratigraphique normal ou résulter de l'existence d'un flanc inverse d'un grand pli couché. Cependant, cette seconde interprétation paraît moins vraisemblable (voir discussion, 2e partie, fig. 173).

b. LES STRUCTURES MINEURES.

Il s'agit ici des plis métriques à décamétriques souvent couchés, qui affectent les calcaires créta-cés de la klippe de Lechonia (fig. 317).

Les directions axiales des plis sont regroupés au N 110-120. Le déversement des structures se fait très probablement vers le Sud-Ouest, puisque le Crétacé situé à l'Ouest est métamorphique alors que les roches de cette unité ne le sont pas. De telles unités d'origine orientale sont d'ailleurs connues plus au Nord : nappe du Vermion (Brunn, 1959 a; Pichon, 1976), bordure de l'Olympe (Godfriaux, 1968) et klippe de Veneto (Katsikatsos *et al.*, 1980), et peut-être au Sud, en Eubée (Guernet, 1975).

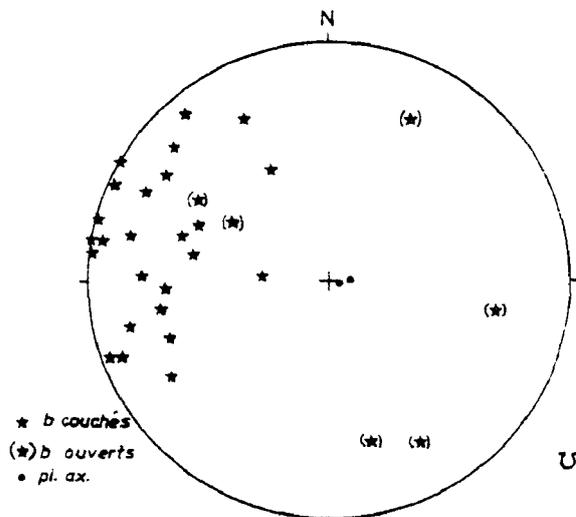


Fig. 317. - Tectonique. Stéréogramme relatif à l'unité de Lechonia.

Un déversement de cette unité vers le SSW est envisageable mais les accidents décrochants (F v. et F k.) ont probablement eu une influence sur les directions des plis. La phase tectonique impliquée est la "phase dinarique" (T.d.)

3. CONCLUSIONS.

L'histoire tectonique mise en évidence par l'analyse de l'unité de Lechonia est intéressante à divers titres :

- elle montre l'existence, dans la partie interne du secteur étudié, de phases tangentielles majeures, postérieures aux phases principales de métamorphisme ;

- les mouvements impliqués pourraient être rattachés à la phase tangentielle de direction dinarique affectant les zones externes et conduisant au chevauchement du Vardar sur la zone pélagonienne (CT 3 de Mercier et Vergely, 1972 ; b = N 150) mais les axes sont ici quelque peu différents puisque proches de N 110-120. J'admettrai cependant qu'il s'agit du même événement tectonique malgré ces différences d'axes qui peuvent être originelles ou acquises secondairement (influence des bombements et des décrochements) ;

- il faut insister sur le fait que ces klipptes reposent à la fois sur la série de Makrinista et les marbres pélagoniens et que cette particularité ne semble pas être d'origine tectonique. Si l'on admet que la dénudation est due à l'érosion, on doit envisager une période de temps suffisamment longue pour atteindre les niveaux très nettement métamorphisés (schistes bleus) de la série de Makrinitsa, représentant, par ailleurs, le niveau structural le plus bas connu à l'affleurement dans le Pelion Nord.

Le nombre de klipptes connues n'est pas suffisant pour reconstituer précisément la surface d'érosion, cependant on peut noter que c'est la klippe de Plessidi, actuellement la plus haute (en altitude), qui repose sur les niveaux les plus profonds de la série de Makrinitsa. Ce pourrait être là l'indice que le bombement actuel correspond à la reprise et au développement du bombement ancien érodé avant la mise en place des klipptes de Lechonia ;

- enfin, l'étude des klipptes révèle l'allure du bombement postérieur à leur mise en place, marqué par la formation d'un dôme flexuré sur ses bordures sud-orientale et sud-occidentale.

D. LES DEFORMATIONS AFFECTANT LES TERRAINS METAMORPHIQUES "CRETACE SUPERIEUR" (PALEOCENES ?) DU PELION NORD.

1. STRUCTURES MAJEURES.

a. LA STRUCTURE SYNCLINALE DE MELISSATIKA.

Les affleurements post-ophiolitiques occupent une position excentrée par rapport au synclinal de direction subméridienne dessiné par les marbres pélagoniens sous-jacents (fig. 315). Cela peut être dû au caractère dissymétrique de l'érosion anté-crétacée sur la série pélagonienne, puisque les schistes (du Malm ?) ne sont présents que dans la partie orientale du synclinal. Cependant, le fait que des ophiolites -tectonisées- existent à l'Ouest montre que cette érosion n'a pu être très importante dans ce secteur.

De ce fait, il est logique d'attribuer cette quasi-disparition des schistes pélagoniens, vers l'Ouest, à des phénomènes tectoniques. C'est pour cette raison que j'ai placé un contact chevauchant tertiaire à l'Ouest du synclinal, où les ophiolites apparaissent d'ailleurs très tectonisées (près des ruines de Kakavos, par exemple).

A l'intérieur de cette structure, de direction mal déterminée mais plus ou moins subméridienne, on note des plis d'axe Est-Ouest à flanc méridional renversé.

Le pli le plus significatif me paraît être celui que recoupe la route Volos-Glafire ; son coeur, situé juste au Nord du village de Melissatika, est occupé par le flysch. Le plan axial de ce synclinal couché, d'ordre kilométrique, a un pendage vers le Sud, ce qui indiquerait des déversements -au moins locaux- vers le Nord.

Là encore, le mouvement du bloc du Pelion-Nord par rapport aux autres blocs semble avoir influé sur la géométrie de cette structure.

b. AUTRES STRUCTURES.

Des structures plissées, à flanc inverse bien développé, impliquant le soubassement ophiolitique et pélagonien, sont connues tant au Sud du Megavouni (fig. 315 et 236 B, 3e partie) que

le long de l'axe Volos-Velestinon (fig. 232 B, 3e partie).

Un petit chevauchement du flysch sur les niveaux sous-jacents conglomératiques et ophiolitiques est également visible juste à l'Est de la gare de Latomion, en bordure de la voie ferrée.

2. LES STRUCTURES MINEURES.

a. CARACTERISTIQUES DES PLIS.

Même si l'on exclut les axes des plis situés en bordure de la zone décrochante Volos-Velestinon, on constate que les axes des plis se regroupent autour d'une direction transverse : N 215-250, et plus précisément autour de N 235 (N 55) (fig. 318).

De nombreux plis se révèlent être synschisteux (S_1 et S_2 ?) mais, selon la lithologie, les schistosités s'expriment plus ou moins bien.

Les plis postérieurs à la dernière schistosité ont une répartition relativement quelconque.

Parmi les plis d'axe NE-SW, certains (b_2) présentent une schistosité de plan axial bien développé (S_2) postérieure à la schistosité principale (S_1). Les plis b_1 n'ont pu être identifiés avec certitude (ni sur le terrain, ni au microscope), mais les stéréogrammes montrent que ces plis b_1 doivent posséder des axes proches de ceux de la phase 2 (b_2), si l'on admet, naturellement, qu'ils existent.

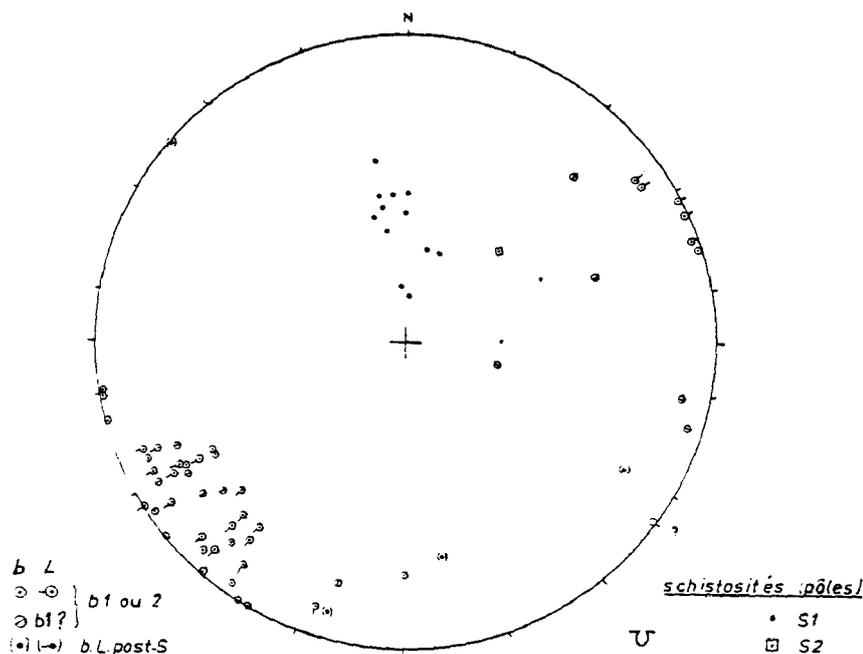


Fig. 318. - Tectonique. Stéréogramme relatif au Crétacé supérieur du Pelion Nord (secteur de Melissatika).

Les plis et linéation sont concentrés autour d'une direction N 235 (N 55). Ces structures correspondent à la phase tertiaire majeure dite transverse (T_{TV}) qui est aussi la première des phases tertiaires reconnues dans le secteur étudié.

b. RAPPORTS TECTONIQUE-METAMORPHISME.

Pour différentes raisons déjà évoquées et notamment le caractère très détritique des séries crétacées à micas et amphiboles héritées (cf. 3e partie), il est particulièrement difficile d'établir des relations entre les recristallisations métamorphiques et les déformations tectoniques, dans le cas considéré.

Si certains plis synschisteux d'axe transverse sont postérieurs à la foliation principale, d'autres sont certainement contemporains de cette dernière.

c. BILAN.

J'admettrai donc les équivalences suivantes :

- phase 1 (tertiaire) : plis b_1 d'axes proches de NE-SW, métamorphisme de type schistes "verts" (?) à amphiboles sodiques (sans glaucophane s.s.) définissant S_1 ;
- phase 2 (tertiaire) : plis b_2 d'axes N 35-70, synschisteux avec réorientation de minéraux et néogénèses, parmi lesquelles on note : mica blanc, chlorite et peut-être amphibole (bleue ou incolore à vert pâle) ;
- phases terminales : plis non schisteux, pas (ou peu) de néogénèses et directions des axes variées.

E. LES OPHIOLITES DU PELION-NORD.

Bien que leur présence soit assez constante sur les marbres et schistes (jurassiques ?) pélagoniens du Pelion-Nord, les ophiolites constituent des affleurements de volume limité qu'il ne faut pas confondre avec les corps éruptifs resédimentés dans les niveaux du Crétacé supérieur.

Les caractéristiques de cette unité anté-Crétacé supérieur ne peuvent être étudiées facilement car les reprises tertiaires sont ici importantes : près de Melissatika, par exemple, les ophiolites constituent la base d'un chevauchement tertiaire.

F. DEFORMATIONS DANS L'"UNITE PELAGONIENNE (S.S.) DU PELION-NORD" (AFFLEUREMENTS DE MARBRES ET SCHISTES SUS-JACENTS DU PELION SEPTENTRIONAL ET CENTRAL).

1. DEFORMATIONS A L'ECHELLE SUPERIEURE.

Les axes anticlinaux et synclinaux majeurs visibles au niveau de cette unité ont été décrits précédemment à propos de l'analyse des déformations affectant l'ensemble des unités tectoniques du Pelion-Nord (paragraphe II, B).

Ces déformations ont pour conséquence une répartition discontinue des affleurements de marbres pélagoniens sur le pourtour du bombement du Haut-Pelion, qui nous l'avons vu, semble s'être effectué en deux étapes ("anté" et "post" unité de Lechonia). L'analyse de la répartition et des pendages des différents ensembles de marbres pélagoniens montre qu'il s'agit bien de la même unité, ce qui infirme les équivalences envisagées par Katsikatsos (1979) pour les marbres de Tsan-garada.

Parmi ces déformations à l'échelle supérieure, on peut citer également celles qui marquent les zones décrochantes (F v. et F k., fig. 315). Les affleurements de marbres pélagoniens du Pelion central sont en effet intensément tectonisés et parfois réduits à des blocs qui jalonnent les secteurs faillés de Koropi, et le contact entre la série pélagonienne s.s. et la série de Makrinitza, près de Milai, par exemple. J'attribue ces différentes déformations (flexure complexe vers le Sud et rejeu des failles décrochantes) aux mêmes événements tectoniques, dont le plus récent est postérieur à la mise en place de l'unité de Lechonia.

Enfin, je citerai ici le réseau serré d'accidents cassants, de direction NE-SW, développés dans les marbres pélagoniens situés entre l'ancien lac Karla-Voivis et l'axe Volos-Velestinon. Ce réseau détermine en partie le tracé de la plus importante vallée présente au Nord de Volos (fig. 315).

Certains plis couchés, d'amplitude déca- à hectométrique (canyon au Nord du Gastilas) seront analysés dans le paragraphe suivant.

2. LES DEFORMATIONS MINEURES.

Elles sont particulièrement bien développées dans les marbres pélagoniens, où l'on peut observer des linéations mais aussi des plis soulignés par les alternances calcaro-dolomitiques.

a. EXEMPLES.

Les exemples les plus démonstratifs sont situés dans le canyon du Gastilas-Kolarisa d'une part et sur la côte égéenne d'autre part, ces deux traits morphologiques ayant une direction NW-SE perpendiculaire aux axes de plis.

Sur la figure 319, le caractère synschisteux des plis apparaît nettement. On note, parfois, la déformation locale des plis par des corps (boudins ?) dolomitiques plus résistants que les marbres.

Contrairement à ce qui existe dans la série de Makrinista, je n'ai pu distinguer de superpositions de plis isoclinaux.

b. ANALYSE QUANTITATIVE.

Le stéréogramme (fig. 320) révèle une excellente concentration des axes de plis synschisteux et des linéations selon des directions NE-SW et plus précisément N 230-260 (N 50-80) pour les affleurements septentrionaux, N 40-60 pour les marbres méridionaux, du Pelion-Nord et central.

Etant donné le pendage général des couches dû au bombement d'ensemble déjà signalé, pratiquement parallèle aux directions structurales des affleurements pélagoniens considérés, celles-ci ont été probablement peu modifiées lors de ces phases post-métamorphiques.

Le déversement des structures est plus difficile à déterminer : les plus grands plis isoclinaux observés (canyon du Gastilas-Kolarisa) montrent des déversements vers le Sud-Est mais la polarité n'est pas définie avec certitude.

Par ailleurs, les plans axiaux des plis synschisteux sont identiques aux plans de débit des marbres, et les rapports stratigraphie-schistosité(s) ne peuvent être analysés, faute de repères stratigraphiques.

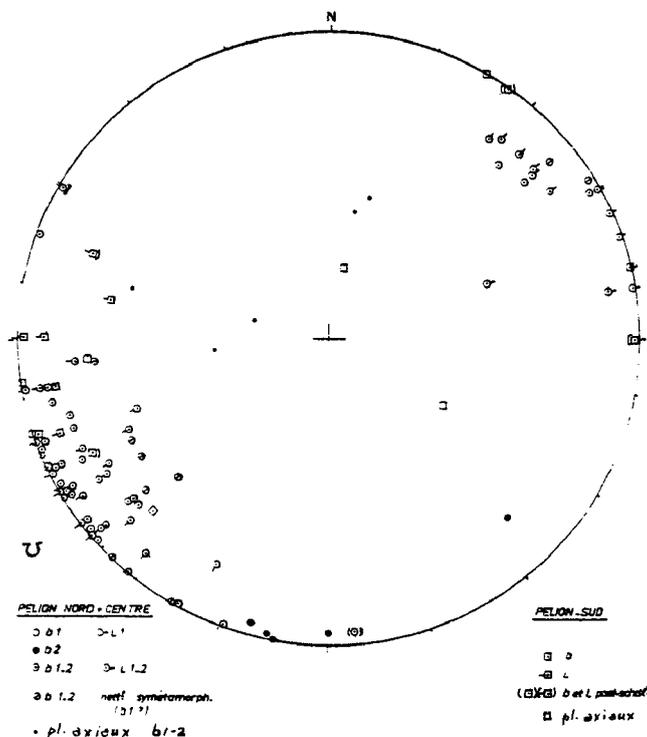
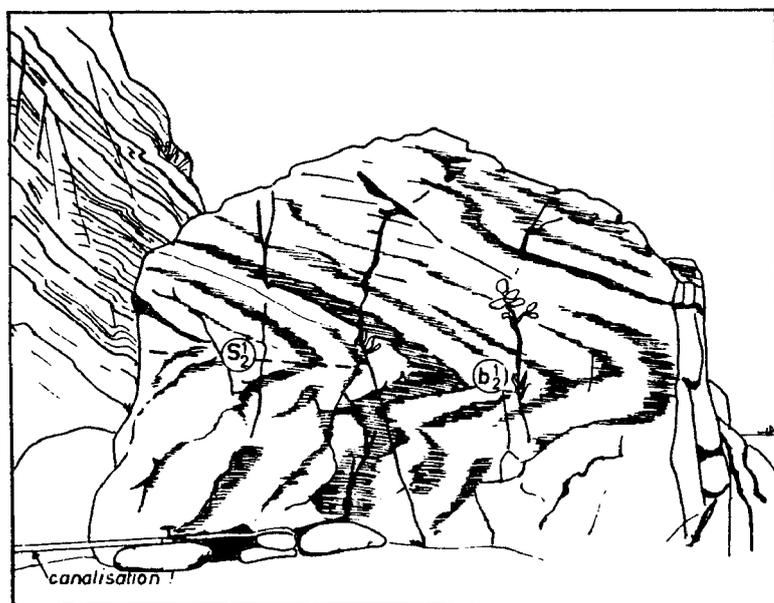


Fig. 319. - Tectonique. Aspect des plis synschisteux (b 1 ou b 2 ?) développés dans les marbres pélagoniens (Pg 1) près de Tsangarada-Milopotamos (Pelion oriental).

Fig. 320. - Tectonique. Stéréogramme relatif aux unités pélagoniennes du Pelion-Nord et du Pelion-Sud.

Les directions sont les mêmes que celles qui ont été observées dans le Crétacé supérieur. Certains des plis mesurés dans les schistes (jurassique supérieur) pélagoniens sont synschisteux (S 2) mais reprennent la foliation principale (S 1). Les plis b 1 liés à S 1 sont difficiles à mettre en évidence. (b 1-2 = b 1 ou b 2 ?).

Dans le secteur de Xurichti (fig. 315 et 201, 3e partie), des dolomies surmontent normalement (en apparence au moins) des schistes et des marbres noirs affectés par une schistosité (parallèle à la limite marbres-schistes) oblique par rapport à la base des dolomies. La signification précise de ce dispositif n'a pu être élucidé (discordance, chevauchement anté-métamorphisme, pli complexe ?).

G. DEFORMATIONS DE LA "SERIE DE MAKRINITSA" (PELION-NORD).

1. STRUCTURES D'ORDRE SUPERIEUR.

La structure la plus nette correspond au bombement d'ensemble (cf. *supra*) marqué par des pendages divergents des schistosités principales (S_1) à partir de la partie centrale du Haut-Pelion.

En fait, le secteur de "divergence" des pendages de schistosité (S_1) est décalé vers la mer Egée, par rapport à la crête du Haut-Pelion.

Etant donné l'absence de continuité entre les affleurements du flanc égéen, due à l'abondance du couvert végétal, il n'a pas été possible de situer précisément le lieu d'affleurement des couches les plus profondes (stratigraphiquement ou structurellement) de la série de Makrinitza.

J'ai signalé précédemment (3e partie) une dissymétrie de faciès entre les secteurs occidentaux à faciès volcano-sédimentaire bien développé et les secteurs orientaux dépourvus de tels faciès.

Plusieurs explications sont envisageables : ou bien il s'agit de passage latéraux de faciès, ou bien les affleurements orientaux correspondent à des niveaux profonds ressortis à la faveur de failles verticales (secteur Xurichti-Tsangarada) et du bombement précédemment défini.

Les plus grands plis isoclinaux observés sont d'ordre pluridécamétriques ; je n'ai pas reconnu de plis kilométriques mais leur existence ne peut être rejetée définitivement vu les difficultés d'analyse caractérisant la série de Makrinitza (absence de repères stratigraphiques, couvert végétal sur le flanc égéen).

2. STRUCTURES (MINEURES).

Les données concernant les micro- et les mésostructures de la "série de Makrinitza" sont particulièrement abondantes, mais des disparités existent sur le plan quantitatif entre les versants oriental, très boisé, et occidental, riche en affleurements, du Pelion (fig. 323 à 324).

a. LES ELEMENTS STRUCTURAUX UTILISABLES.

a1. Les "schistosités".

Le plan de débit principal correspond fréquemment à la foliation (S_1) soulignée par les paragenèses à lawsonite-glaucophane et subparallèle à la stratigraphie (S_0) repérable grâce aux alternances lithologiques.

Cependant, il n'est pas rare que le débit de la roche soit dû à une schistosité ultérieure correspondant à une schistosité de crénulation ou de pli-fracture (S_2 et peut-être S_3). Ce dernier type est très développé dans le secteur oriental du Haut-Pelion où les plans de schistosité les plus récents (S_2 - S_3) semblent plus nettement sécants par rapport à S_1 que sur le versant occidental.

Dans ces plans (S_2 - S_3), se réorientent les minéraux antérieurs et se développent des minéraux de néogénèse, dont des micas blancs et localement peut-être, des amphiboles sodiques.

Les différences minéralogiques importantes qui existent entre les deux versants du Haut-Pelion et les très mauvaises conditions d'affleurement sur le versant oriental, rendent les comparaisons difficiles entre ces deux secteurs. Les schistosités reconnues de part et d'autre ne peuvent donc être corrélées avec certitude. C'est pourquoi il m'a semblé prématuré de proposer une

carte des plans de schistosité S_2 et S_3 qui apporterait pourtant des éléments de réflexion intéressants quant au sens de déversement des structures associées à ces schistosités.

a2. Les plis.

Les plus abondants sont des plis décimétriques à métriques, et plus rarement décamétriques, isoclinaux et synschisteux (b_2), reprenant la foliation principale (S_1).

Quelques plis postérieurs, non schisteux, à rayon de courbure relativement grand, existent localement.

Les seuls plis antérieurs à b_2 , avec certitude, sont des plis synschisteux isoclinaux, qui forment avec les plis b_2 des figures classiques de plissements superposés : il s'agit de plis probablement liés à la foliation S_1 (fig. 321 et 322).

a3. Les linéations.

Les linéations observées correspondent à :

- des linéations d'intersection entre S_0 , S_1 (L_1) et surtout S_2 (L_2) ;
- des linéations dues à des crénulations microscopiques se développant aux dépens des schistosités antérieures (L_2 et L_3 ?) ;
- des linéations minéralogiques marquées notamment par des orientations privilégiées de minéraux telles que les amphiboles sodiques (L_1 , L_2).

Ces linéations, comme les axes de plis, sont très clairement regroupées autour de direction NE-SW à ENE-WSW. Il ne semble pas qu'il existe de linéations "a" perpendiculaires à des axes de plis, mais cela n'est peut-être qu'une impression car les plis b_1 sont mal définis.

b. ANALYSE DE QUELQUES EXEMPLES.

b1. Affleurements de Chania (entre Portaria et Zagora).

Ce sont les plus significatifs des affleurements observés. Quatre étapes de structuration y ont été reconnues (fig. 321 A et B) :

- des plis b_1 isoclinaux, synschisteux et synmétamorphiques ; les directions mesurées varient entre N 220 (N 40) et N 270 (N 90), mais ces directions ont été modifiées par les plissements ultérieurs ;

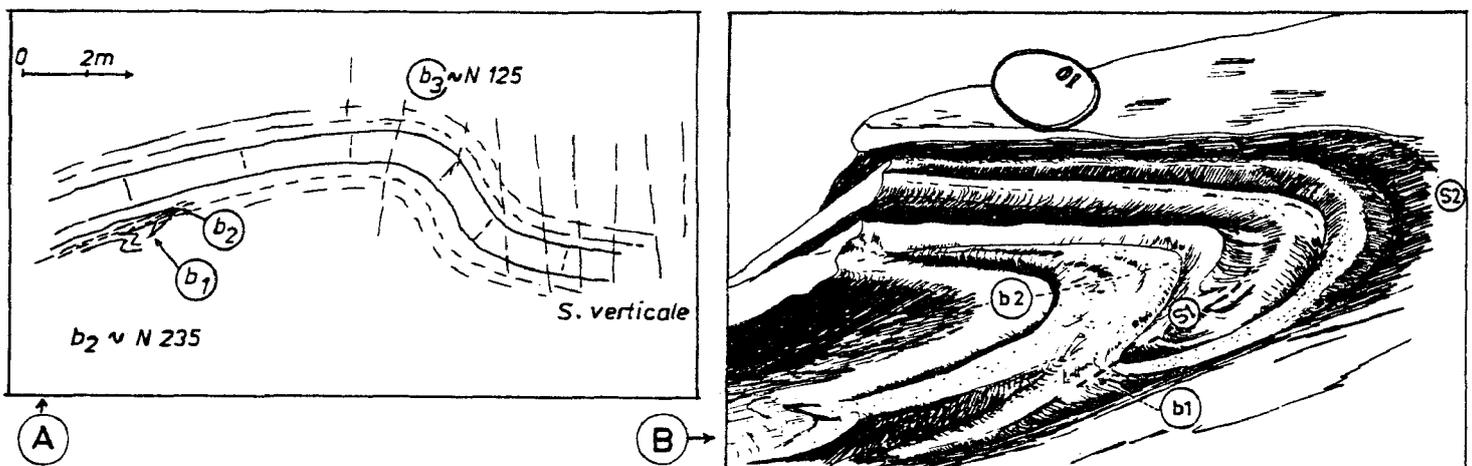


Fig. 321. A et B. - Tectonique. Plis superposés dans la série de Makrinitza, près de Chania.

Trois phases successives de plis sont visibles (A) : deux plissements isoclinaux (b_1 et b_2), des plis ouverts (b_3). Des cassures verticales reprennent l'ensemble.

Le détail de la superposition b_1 - b_2 est visible sur la figure B (d'après la photographie, l'échelle est donnée par la pièce de 10 drachmes). Les directions des plis b_1 et b_2 sont proches (NE-SW, cf. fig. 323 A).

- des plis b_2 , synschisteux et symmétamorphiques (mica blanc, albite, amphibole bleue parfois ?), géométriquement assez comparables aux précédents, à charnière aiguë ou arrondie. Certaines de ces charnières, observées sur un mètre environ, n'ont pas montré de courbures majeures. La plupart des linéations reconnues (L_2 d'intersection, et L_{1-2} minéralogiques) sont parallèles à ces axes b_2 ;

- des plis b_3 , très ouverts, post-schisteux, de direction proche de NW-SE sur cet affleurement ;

- une fracturation verticale postérieure aux déformations précédemment citées.

b2. Affleurements de Visitsa, près de Milai, Pelion central (fig. 322).

L'analyse de ces affleurements confirme et précise les observations précédentes :

- les plis b_1 sont ici très nettement isoclinaux et leur amplitude d'ordre métrique ;

- les plis b_2 sont associés à un grand pli pluridécamétrique subsoclinal ;

- les deux familles de plis sont caractérisées par des directions axiales peu différentes, voisines de NE-SW, et les directions des plis b_2 , les plus nombreux, restent assez bien groupées (fig. 322 C). En revanche, ces affleurements ne permettent pas d'étudier, dans de bonnes conditions, les relations entre déformations et néogénèses minéralogiques, car les niveaux carbonatés sont abondants et les schistes peu variés.

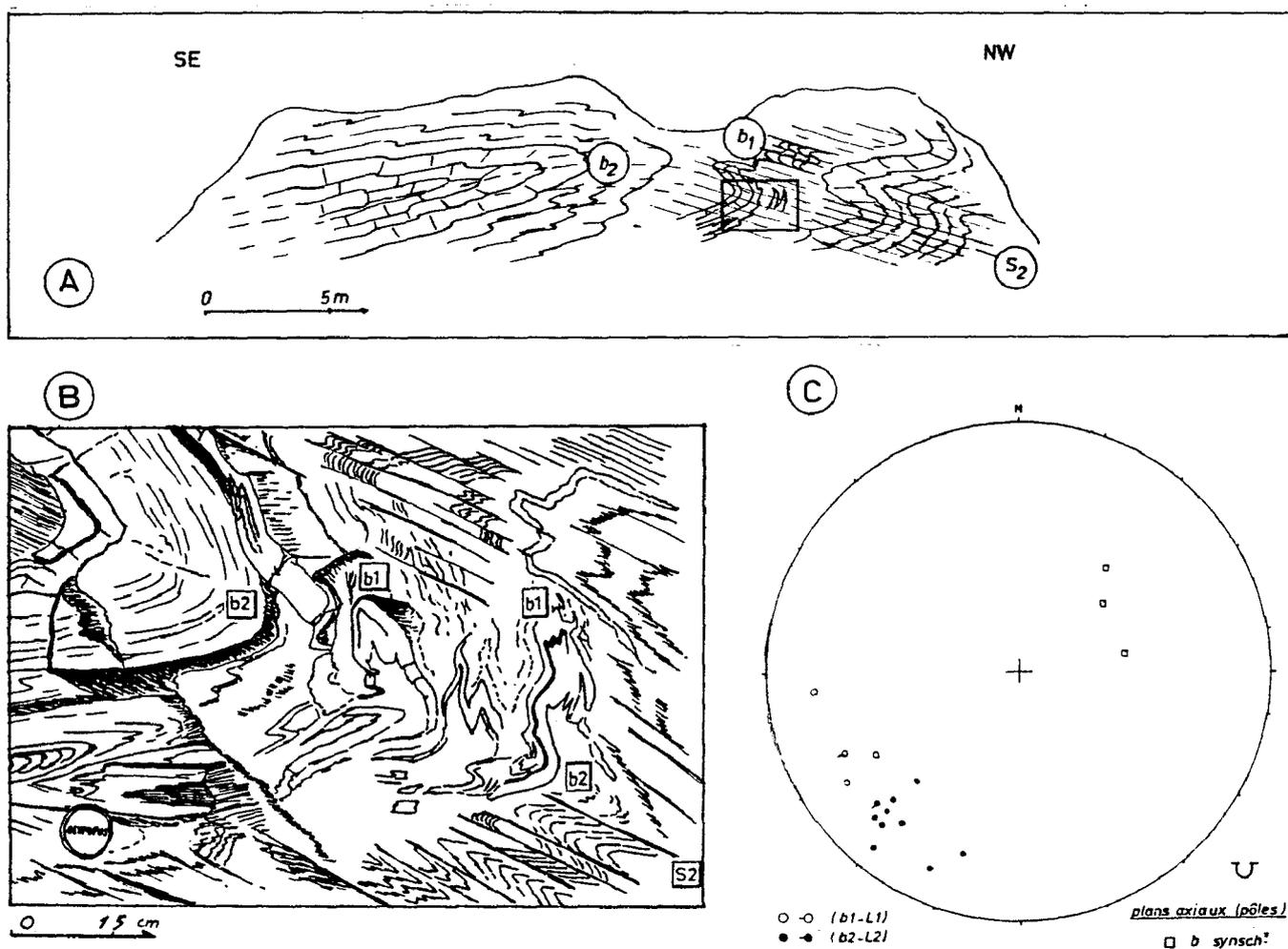


Fig. 322. A, B, C. - Tectonique. Plis superposés dans la série de Makrinitza, près de Visitsa-Milai (Pelion central).

A. Pli décimétrique b_2 - S_2 reprenant des plis isoclinaux symmétamorphiques b_1 - S_1 . - B. détail de la charnière du pli décimétrique b_2 . - C. stéréogramme relatif aux plis considérés b_1 et b_2 .

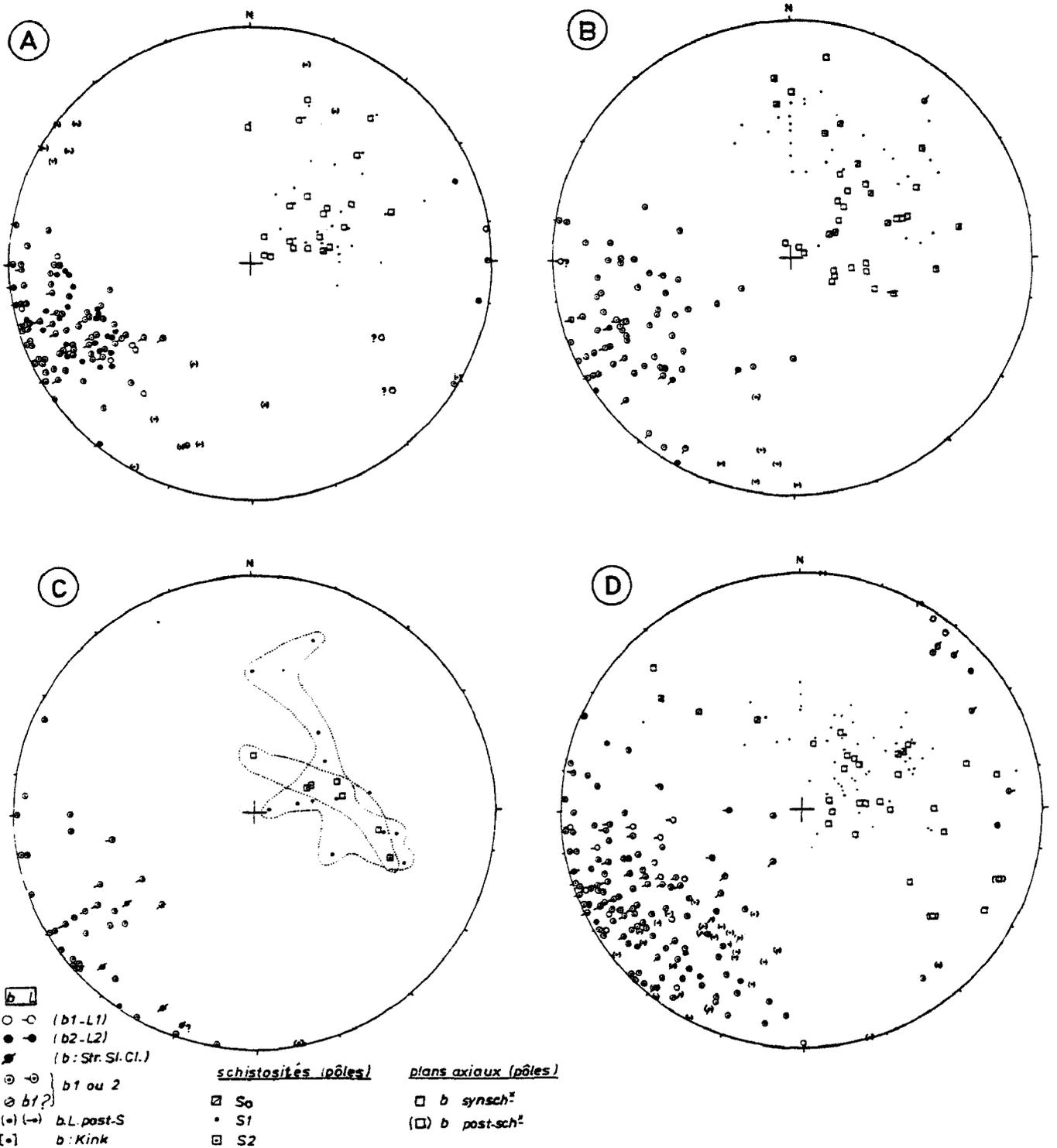


Fig. 323. A à D. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs à la série de Makrinitza, d'après des mesures effectuées dans la partie occidentale du Pelion-Nord et du Pelion central.

A. NW du Pelion, secteur de Volos-Chania. - B. secteur de Drakia-Agios Laurentios. - C. secteur des sommets du Haut-Pelion. - D. secteur méridional de Pinakates-Visitsa.

On observe une très bonne concentration des axes de plis et des linéations (b 1, L 1 et b 2, L 2) bien que des glissements superposés aient été reconnus. Un léger glissement des directions est visible en allant d'Ouest en Est ou du Nord au Sud mais cela est en partie dû aux bombements postérieurs. Les directions sont encore conformes aux directions observées dans les niveaux crétacés (fig. 318).

b3. Affleurements du versant égéen.

Par rapport aux terrains du versant occidental du Haut-Pelion, ces affleurements montrent :

- des schistosités de crénulation ou de pli-fracture très fréquentes (S_2 et/ou S_3 ?) ;
- des angles importants entre certaines schistosités (S_2 ou S_3 ?) et les plans de référence : S_0 (stratigraphie) et S_1 (foliation principale).

Comme cela a déjà été dit, l'absence de paragenèses caractéristiques du métamorphisme HP/BT sur ce versant rend les comparaisons avec le secteur occidental très incertaines.

c. ANALYSES QUANTITATIVE.

ci. Les affleurements occidentaux (fig. 323 A à D).

Le nombre de mesures que l'on peut effectuer dans la série de Makrinitza est, contrairement à la plupart des autres secteurs étudiés, particulièrement important.

ci.1. Les déformations liées à la phase 2 (b_2 , L_2 , S_2).

Les déformations prises comme référence sont les plis b_2 qui reprennent la foliation principale S_1 mais sont eux-aussi synschisteux et synmétamorphiques, localement au moins, (S_2).

Ces axes se regroupent entre N 220 et N 270 (N 20-90), mais dessinent sur les stéréogrammes des concentrations entre N 230 et 270 (N 50-90) à l'Ouest (fig. 323 A à C) et N 220-260 (N 40-80) à l'Est et au Sud (fig. 323 D et 324 A et B).

Si l'on ne tient compte que des pendages moyens acquis par S_1 lors du bombement d'ensemble, on peut admettre que dans les secteurs où les axes et linéations (b_2 - L_2) sont parallèles ou perpendiculaires à ce pendage (S_1), ces directions b_2 et L_2 ont été peu modifiées. Pour les autres secteurs, on peut essayer de ramener la foliation principale S_1 à l'horizontale en prenant comme référence sa direction actuelle. Les directions d'ensemble restent peu modifiées par cette opération.

Les directions significatives sont comprises entre N 40 et N 80, c'est-à-dire une direction transverse par rapport aux directions dites helléniques ou dinariques ; de ce fait, je l'appellerai "phase transverse" (Tv).

ci.2. Les déformations liées à la phase 1 (b_1 , L_1 , S_1).

Les mesures faites sur les affleurements montrant des plissements superposés (fig. 321 et 322) révèlent des directions d'axes de plis b_1 comprises entre N 220 et N 270 pour le secteur de Chania (4 mesures) et des directions de l'ordre de N 240-265 pour les plis de Visitsa (3 mesures de plis b_1 et une mesure de linéation L_1).

Si les éléments présents sont trop peu nombreux pour que l'on puisse considérer qu'il s'agit là de directions significatives, on peut cependant retenir certains faits :

- les plis b_1 et les linéations L_1 ont des directions proches de celles de la phase 2 (b_2 - L_2) ; or, il ne semble pas que ce soit là l'effet de réorientations postérieures, étant donné la nature des plis de phase 2 et l'absence de dispersion des axes de plis synschisteux sur les canevas ;

- on n'observe apparemment pas de linéations minéralogiques nettement transverses par rapport à des axes de plis qui pourraient être contemporains de ces linéations (linéation "a" ?) comme cela semble être le cas dans la série de Styra-Ochi, en Eubée (Bavay et Bavay, 1980).

Dans ces conditions, on peut avancer les hypothèses suivantes :

- ou bien les plis b_1 appartiennent à une phase 1 nettement séparée de la phase 2, et les analogies entre les directions axiales caractérisant les deux phases doivent être attribuées au hasard ;

- ou bien les plis b_1 correspondent aux déformations initiales et intenses de la phase transverse majeure, d'âge tertiaire (b_1 - b_2). Les affinités qui existent entre les néogènes métamorphiques de ces deux "phases" plaident en faveur de cette dernière hypothèse. Cependant, nous verrons que cela pose un certain nombre de problèmes et notamment celui de l'absence de reliques métamorphiques des phases antérieures paléohelléniques, pourtant connues dans des secteurs proches (à moins que les plis b_1 reconnus ne soient pas liés à la foliation principale S_1 ??; mais cela paraît peu vraisemblable).

c1.3. Les plis post-schisteux (b_3 et b_4 ?).

Ces plis, très ouverts, se répartissent autour de deux directions principales : N 290-310 (N 100-130) et N 180-210 (N 0-30) (fig. 321 A et 323).

c2. Les affleurements orientaux (fig. 324 A à C).

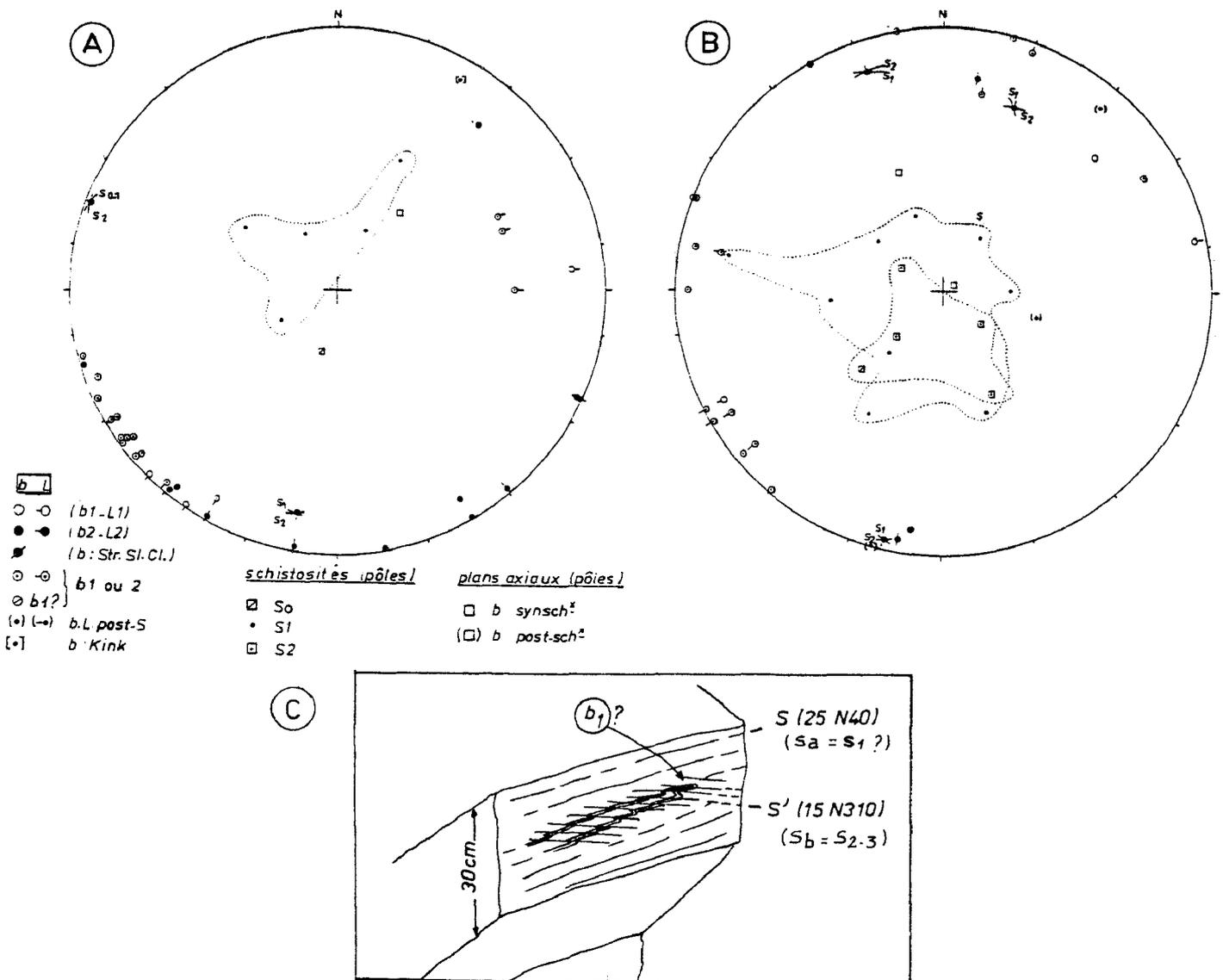


Fig. 324. A, B, C. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs à la série de Makrinitsa analysée dans le Pelion oriental.

A. Secteur de Tsangarada-Anilion. - B. secteur de Zagora. - C. détail d'un pli isoclinal b_1 (ou b_2 ?) repris par une schistosité ultérieure S_2 (ou S_3 ?). Dans le secteur de Zagora les directions des plis, des linéations et des schistosités sont moins bien réglées que dans les autres secteurs.

Des éléments structuraux, de direction transverse, existent dans ce secteur du Pelion. On y reconnaît notamment des schistosités de crénulation passant à des schistosités de pli-fracture (Sb), reprenant une schistosité soulignée par une paragenèse à actinote (Sa). Les plis (b') associés aux schistosités (Sb) ayant des directions N 240-250 (N 60-70), il est raisonnable d'admettre les équivalences suivantes, au moins pour certaines de ces structures, entre les secteurs orientaux et occidentaux du Pelion :

- $b' = b_2$;
- Sb (associés à b') = S_2 ;
- et par conséquent, Sa = S_1 ; mais je n'ai jamais observé avec certitude les plis b_1 associés à S_1 , sauf peut-être en un point (fig. 324 C).

Cependant, d'autres éléments structuraux paraissent différents de ceux qui caractérisent le Pelion occidental.

C'est ainsi que de nombreux plans de schistosité montrent des directions d'intersection particulières, avec les schistosités antérieures. Certaines de ces linéations d'intersection oscillent notamment autour de la direction N-S, alors que les structures concernées sont des schistosités de pli-fracture, ce qui semble rare plus à l'Ouest. Plusieurs possibilités sont envisageables, il pourrait s'agir :

- de schistosités (S_2) contemporaines des plis b_2 , présentant ici des caractéristiques géométriques particulières (plissements antérieurs (b_1) différents à l'Est ; rotation des éléments structuraux, etc...) ;
- de schistosités tardives (S_3) développées uniquement sur le flanc oriental du Pelion (en liaison avec le développement d'une phase de type schistes verts ?) ;
- enfin, les mesures rapportées pourraient n'être pas significatives de la totalité des structures effectivement présentes sur le flanc oriental du Pelion car le nombre des mesures est ici nettement inférieur au nombre de mesures effectuées à l'Ouest de ce même massif.

c3. Remarque.

Un report sur stéréogramme des schistosités S_2 et des plans axiaux des plis b_2 , lorsque ces schistosités ne sont pas bien exprimées, a été effectué en tenant compte du bombement postérieur du Haut-Pelion. Cette tentative n'a pas donné de résultats concluants, car là où ces plans sont bien connus, ils sont subparallèles à S_1 (Pelion occidental) ; là où les schistosités se recourent de façon quelconque (Pelion oriental), celles-ci n'ont pu être attribuées à un événement tectonique précis, et des plongements contradictoires ont été mis en évidence.

3. AGE DES EVENEMENTS TECTONIQUES AFFECTANT LA SERIE DE MAKRINITSA.

La discussion détaillée de ce problème sera faite dans les conclusions de cette quatrième partie. Les conclusions à retenir sont les suivantes :

- la deuxième phase (b_2, S_2) est très certainement tertiaire ;
 - la première phase (b_1, S_1) est d'âge anté-crétacé supérieur ou (plus probablement) d'âge tertiaire.
- Dans ce dernier cas, elle représenterait la première pulsation d'une période de déformation d'âge tertiaire (Eocène moyen-supérieur ?) se terminant par la phase 2 ;
- les effets de la mise en place de l'unité de Lechonia et les bombements antérieur et postérieur à cette mise en place se sont fait sentir après cette phase 2 dans la série de Makrinitza (b_3, b_4).

4. RELATIONS TECTONIQUE-METAMORPHISME DANS LA SERIE DE MAKRINITSA.

Les paragenèses successives observées dans la série de Makrinitza ont été décrites dans la troisième partie de ce mémoire. Je rappellerai simplement ici leur chronologie par rapport aux déformations mises en évidence, à partir des observations faites principalement dans le secteur occidental du Pelion.

a. PELION OCCIDENTAL.

a1. Première phase.

S_1 : bien développée (foliation).

b_1 connus : plis isoclinaux synschisteux et synmétamorphiques, d'axe probable compris entre N 20 et N 90 (N 200-270).

M_1 : paragenèse de type schistes bleus à phengite, glaucophane, albite ± lawsonite, et/ou épidoté, etc...

Age : Tertiaire ou anté-Crétacé supérieur.

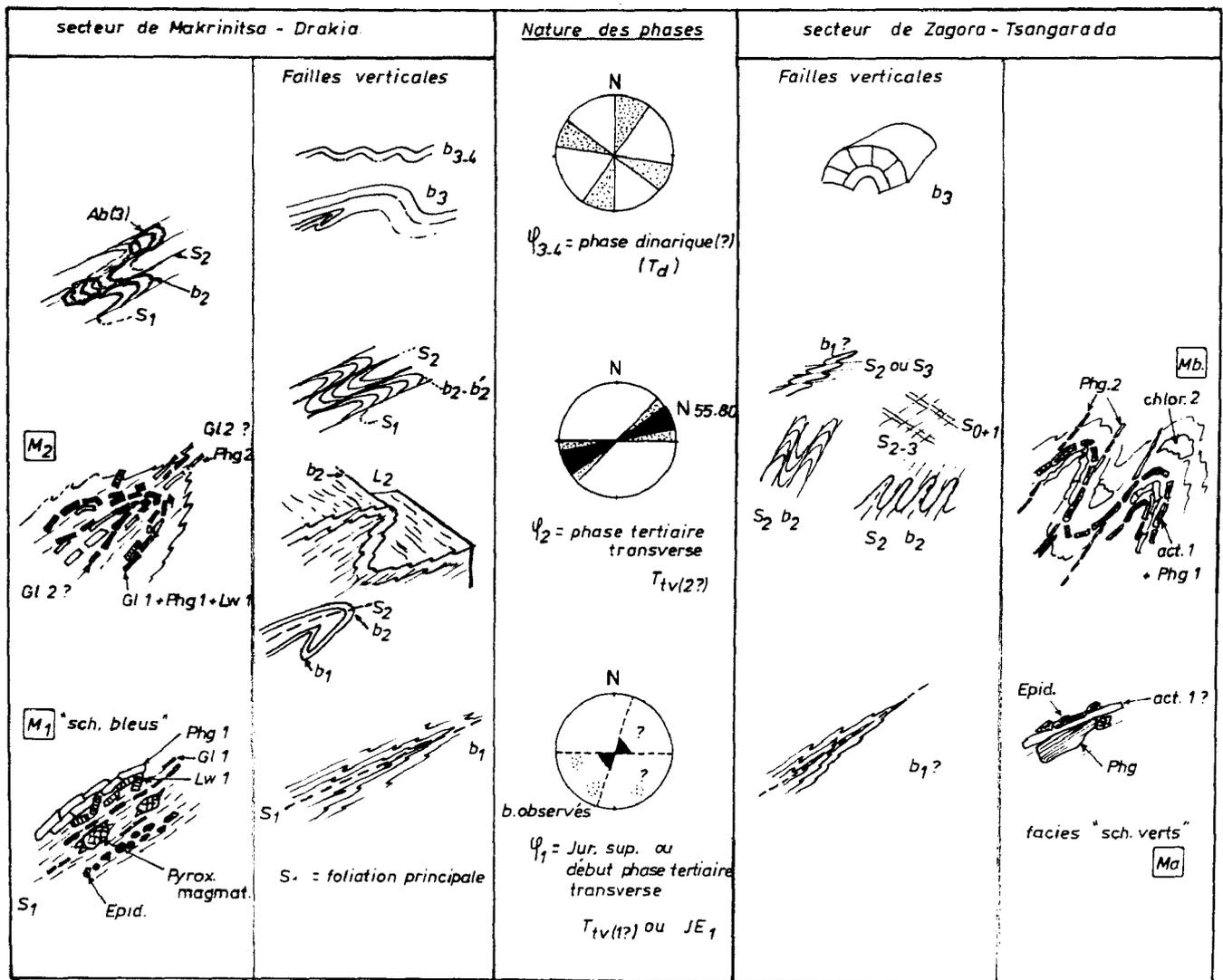


Fig. 324D. - Schéma récapitulatif des déformations dans la série de Makrinitza.

a2. Deuxième phase.

S_2 : plus ou moins nette, dans le plan axial des plis b_2 , ou schistosité de pli-fracture.

b_2 : plis isoclinaux synschisteux très nombreux, de direction transverse ENE-WSW.

M_2 : les plans S_2 sont soulignés par les mêmes minéraux que ceux de la paragenèse M_1 ; certains sont réorientés, d'autres de néogenèse. Les "néominéraux" sont : albite, mica blanc, chlorite, épidote et peut-être amphibole bleue.

Age : Tertiaire.

a3. Phases post-schisteuses.

b_3 et b_4 : plis ouverts de direction variée, dont des plis d'axe proche de N 120 et de N-S.

Des minéraux se révèlent être postérieurs à la schistosité S_2 et aux plis b_2 ; notamment : albite, chlorite et épidote.

b. PELION ORIENTAL.

Des variations importantes existent par rapport au schéma précédent :

- la paragenèse M_1 , de type schistes bleus, n'a pas été reconnue ;
- la première paragenèse, M_a , visible dans les schistes en lame mince, est banale et de type schistes verts : mica blanc, épidote et parfois actinote ;
- une paragenèse postérieure, M_b , à mica blanc, biotite verte, chlorite et épidote, reprend M_a .

La paragenèse M_a est reprise par les schistosités de plis-fracture et peut donc être contemporaine des plis b_1 ; il s'agirait alors d'un équivalent latéral de M_1 , mais si ce strain-slip est plus tardif à l'Est du Pelion qu'à l'Ouest, M_a pourrait être également parallélisée avec M_2 .

La première hypothèse me paraît être la plus vraisemblable car des crénulations marquées, de direction N 240-250 (b_2 ?), se développent postérieurement à M_a , qui serait ainsi contemporaine de M_1 , bien que de nature différente (M_a = schistes verts ; M_1^a = schistes bleus).

III. RAPPORT ENTRE LES UNITES DU PELION NORD ET DU MASSIF DE VELANIDIA

A. LE SECTEUR D'AFFRONTMENT ENTRE LES DEUX "BLOCS" : L'AXE VOLOS-VELESTINON.

1. CARACTERISTIQUES.

Ce secteur d'affrontement correspond à l'axe Volos-Velestinon, que j'assimile à une zone de décrochement dextre pour les raisons suivantes (Ferrière, 1976 a, 1982) (fig. 315) :

- le sens des chevauchements de part et d'autre des accidents décrochants : vers le Nord-Ouest près d'Agios Georgios (Velanidia), vers le Sud-Est au Prosilio (Pelion Nord) ;
- le chevauchement de formations occupant une position structurale intermédiaire dans le dispositif du Pelion Nord (marbres pélagoniens du Prosilio) sur des niveaux également en position structurale intermédiaire dans le massif de Velanidia (schistes oillés de Seskulon). Ce type d'observation montre qu'il ne s'agit pas là de simples failles verticales en extension ;
- enfin, il est à remarquer que ces mouvements ont eu pour conséquence d'éloigner des blocs dont les séries et les unités présentent certaines affinités : c'est le cas des unités pagitiques orientale et occidentale appartenant respectivement aux blocs du Pelion-Sud et de Velanidia.

2. LES PROBLEMES A RESOUDRE.

a. PRESENCE D'UN COMPARTIMENT SUPPLEMENTAIRE (?).

Entre les deux bordures de la dépression Volos-Velestinon (fig. 315), affleurent des bandes de marbres qui paraissent prolonger celles du Pelion Nord, tout en venant au contact des formations carbonatées de Paliouri, de faciès comparables.

Par ailleurs, dans ce même couloir, sont présents vers l'Ouest des schistes ocellés appartenant à la "Formation de Seskulon", qui semblent être décalés par rapport à celle-ci selon un mouvement senestre.

On pourrait donc voir là une bande étroite, plus ou moins indépendante des deux blocs fondamentaux (Pelion Nord et Velanidia), ayant subi un déplacement vers l'Ouest, non seulement par rapport au Pelion Nord, mais aussi par rapport au massif de Velanidia. Cependant, cela nécessite la présence d'un accident décrochant sur le flanc méridional du mont Bramarachi, qui reste très hypothétique.

Une étude statistique des stries présentes sur les quelques miroirs de failles observables dans ce couloir Volos-Velestinon apportera peut-être une réponse à cette question.

b. SIGNIFICATION DE SERIES FRAGMENTAIRES.

Même en tenant compte de coulissages importants dextres le long de l'axe Volos-Velestinon, les séries du cimetière de Dimini et de Pefkakia ne trouvent pas d'explication simple. Leur appartenance au compartiment de Velanidia paraît donc probable, même s'il s'agit de petits blocs isolés entre les masses principales.

Dans ce cas, la série de Pefkakia pourrait, par exemple, représenter la couverture crétacée de la partie orientale de la série Ouest-pagasitique (cf. 3e partie).

3. AGE DES MOUVEMENTS DE COULISSAGE.

Les mouvements les plus récents sont postérieurs au Crétacé-Paléocène qui jalonne les accidents ; ils sont donc tertiaires.

L'existence de séries crétacées comparables, et même identiques, au contact du compartiment de Velanidia -qui plonge globalement vers l'Ouest sous les niveaux crétacés, mais les chevauche localement- et sur les séries pélagoniennes et ophiolitiques du Pelion Nord, conduit à admettre que les différences majeures observées de part et d'autre de l'axe Volos-Velestinon étaient acquises avant le Crétacé supérieur (Ferrière, 1976 a).

Ces accidents auraient joué dès les phases anté-Crétacé supérieur (flexures, failles verticales ou décrochements), puis ils auraient rejoué lors des différentes phases tertiaires, en fonction de la direction des contraintes caractéristiques de ces phases. Le caractère dextre (global) du décrochement pourrait être la conséquence d'un grand cisaillement dextre affectant les zones internes, le long d'accidents de direction dinarique (cf. Faille égéenne), induisant une compression N-S ou NNE-SSW par exemple.

B. RELATIONS ENTRE LES UNITES DU PELION NORD ET DU MASSIF DE VELANIDIA.

Le plongement général des couches du Pelion Nord vers l'accident Velestinon-Volos-Koropi (Fv, fig. 315 et 325), et la présence de l'unité structurale la plus basse du compartiment de Velanidia (unité de Dimini) au contact de ce même accident, conduisent à envisager l'hypothèse d'une superposition du bloc méridional (Velanidia) sur le bloc septentrional.

Cette hypothèse ne me semble pas pouvoir être retenue, dans la mesure où cette phase devrait être tertiaire et post-métamorphique, puisque la série de Dimini est peu recristallisée. De telles phases existent (cf. unité de Lechonia), mais les sens de déversement observés ne sont pas compatibles avec l'hypothèse envisagée. Par ailleurs, les faciès de la série de Dimini s'expliqueraient difficilement, vu la position paléogéographique qu'il faudrait leur attribuer.

Enfin, il n'existe ni contacts chevauchants visibles, ni klippen, ni fenêtres, venant attester de cette réalité.

Si l'on tient compte des observations faites dans le Pelion Sud, à savoir que les unités pélagoniennes supportant les unités pagasitiques possèdent un soubassement de type schistes ocellés (cf. Sarakiniko), l'unité de Paliouri, qui est recouverte directement par une unité pagasitique, devait être elle-aussi différente de la série pélagonienne du Pelion Nord, qu'elle surmontait ou non (contact par faille décrochante ?) avant le Crétacé supérieur.

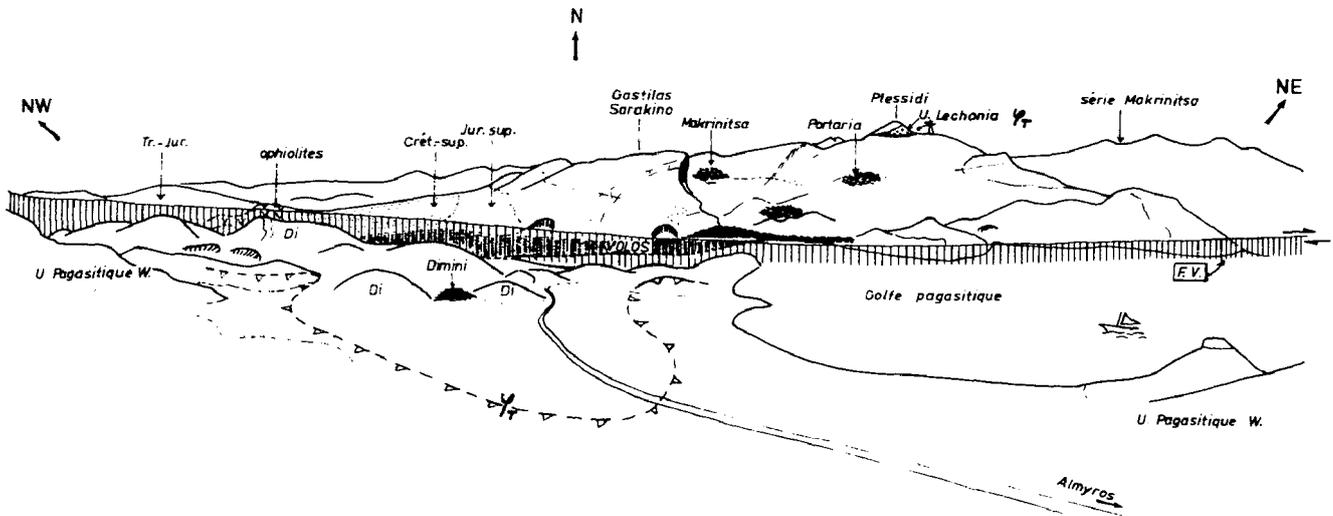


Fig. 325. - Tectonique. Panorama du site de Volos (d'après photographie; vue du Sud près du nouveau pont passant au-dessus de la route Nea-Anchialos Volos).

L'unité de Dimini apparaît en fenêtre sous l'unité pagasitique occidentale, et est séparée du Pelion -Nord par les accidents décrochants Volos-Velestinon (F v.). L'unité de Lechonia recouverte par un conglomérat récent est visible sur le sommet Plessidi.

Les restes de schistes ocellés à hornblende et biotite, présents près de Glafire, pourraient correspondre à des restes de cette unité pélagonienne, mais les termes caractéristiques manquent à la base de la série de Paliouri ou au sommet des schistes ocellés de Glafire pour conclure catégoriquement (ces derniers pourraient même ne pas être paléozoïques).

L'exemple de l'Othrys orientale (Vrinena, Pelasgia) montre que les différences observées entre les compartiments du Pelion Nord et de Velanidia (présence directe des ophiolites sur les séries pélagoniennes, d'une part, des séries pagasitiques intercalées, d'autre part) n'impliquent pas que les deux compartiments aient été séparés par des distances très importantes, ce passage pouvant se faire en quelques kilomètres (présence de flexures ou de failles verticales).

IV. CONCLUSIONS

Les faits majeurs qui se dégagent de l'analyse structurale du Pelion Nord me paraissent être les suivants (fig. 315) :

- la faible représentation des unités paléohelléniques correspondant à quelques restes ophiolitiques et peut-être quelques unités de schistes ocellés (pélagoniens ou pagasitiques près de Glafire ?) ;
- l'existence d'une tectonique tertiaire transverse synmétamorphique, prouvée par l'analyse des formations rapportées au Crétacé (b_2 et b_1 ? de la série de Makrinitza ?) ;
- la présence d'unités post-métamorphiques (klippes de Lechonia) mises en place sur un ensemble précédemment érodé. L'âge des micas prélevés à l'Est du Pelion (14-18 MA) montre que des événements très récents se sont produits dans ce secteur (surélévations, phases compressives, etc...).

Le problème majeur est celui de la signification de la série de Makrinitza (base de la série pélagonienne ou série en fenêtre ?), par ailleurs intéressante sur le plan de l'analyse des déformations.

Un autre problème, déjà rencontré pour les unités du massif de Velanidia, se pose en ce qui concerne l'âge des premières paragenèses observées dans certains des terrains anté-crétacés du Pelion Nord : âge tertiaire ou paléohellénique ?

TECTONIQUE DU PELION-SUD

I. GENERALITES

En dehors du secteur le plus méridional (presqu'île de Trikkeri et crête du Sarakiniko), où les directions structurales apparaissent clairement en raison de l'existence des marbres massifs pélagoniens, le compartiment du "Pelion Sud" présente un aspect désordonné, au moins en apparence, dû à l'existence de formations chaotiques (*cf.* Volcano-Détritique) et à la nature incompétente des séries Est-pagasitiques.

Les seuls travaux détaillés concernant l'analyse structurale de ce secteur sont récents (Ferrière, 1976 b, c, 1978, 1979 ; Wallbrecher, 1976, 1979).

Si des structures paléohelléniques majeures semblent effectivement présentes (Wallbrecher, 1976 ; Ferrière, 1978, 1979), les déformations tectoniques tertiaires y sont également bien développées. Outre les plis synschisteux et parfois synmétamorphiques présents dans les niveaux crétacés, on peut citer, parmi les effets de ces phases tertiaires, l'ensemble des structures transverses qui apparaissent comme étant les directions les plus caractéristiques de ce compartiment.

Parmi les problèmes majeurs qui restent à préciser, on peut citer celui de la caractérisation des phases paléohelléniques, tant au plan des déformations mineures qu'au plan des recristallisations métamorphiques, d'une part, et celui de la nature exacte des rapports existant entre le "bloc" du Pelion Sud et le bloc adjacent du Pelion Nord, d'autre part.

II. LES UNITES FONDAMENTALES DU PELION MERIDIONAL

A. DISTINCTION DES PRINCIPAUX CONTACTS TANGENTIELS.

1. CONTACTS PROUVES.

a. UN CONTACT ANTE-CRETACE, REPRIS AU TERTIAIRE, ENTRE LES UNITES PAGASITIQUE ET PELAGONIENNE (SECTEUR DE LAFKOS).

Le contact le plus évident est celui que l'on peut observer en deux endroits sur la route Lafkos-Promiri, entre les niveaux de schistes et de marbres de l'unité pagasitique orientale et les schistes ocellés de la base de l'unité pélagonienne sous-jacente. Ce contact est souligné par des copeaux de marbres pélagoniens (fig. 326 et 327).

L'âge de ce contact mérite d'être discuté :

- pour Wallbrecher (1976), il s'agit là du contact de base anté-crétacé supérieur d'une "nappe éohellénique" ;

- pour ma part, je pense que l'aspect le plus évident de l'accident, et notamment la disparition des marbres pélagoniens, est dû aux événements tertiaires, pour les raisons suivantes :

- + la direction générale des structures, semblable à celle de l'accident de Gavriani en Othrys orientale, situé dans le prolongement de cet accident du Pelion Sud ;

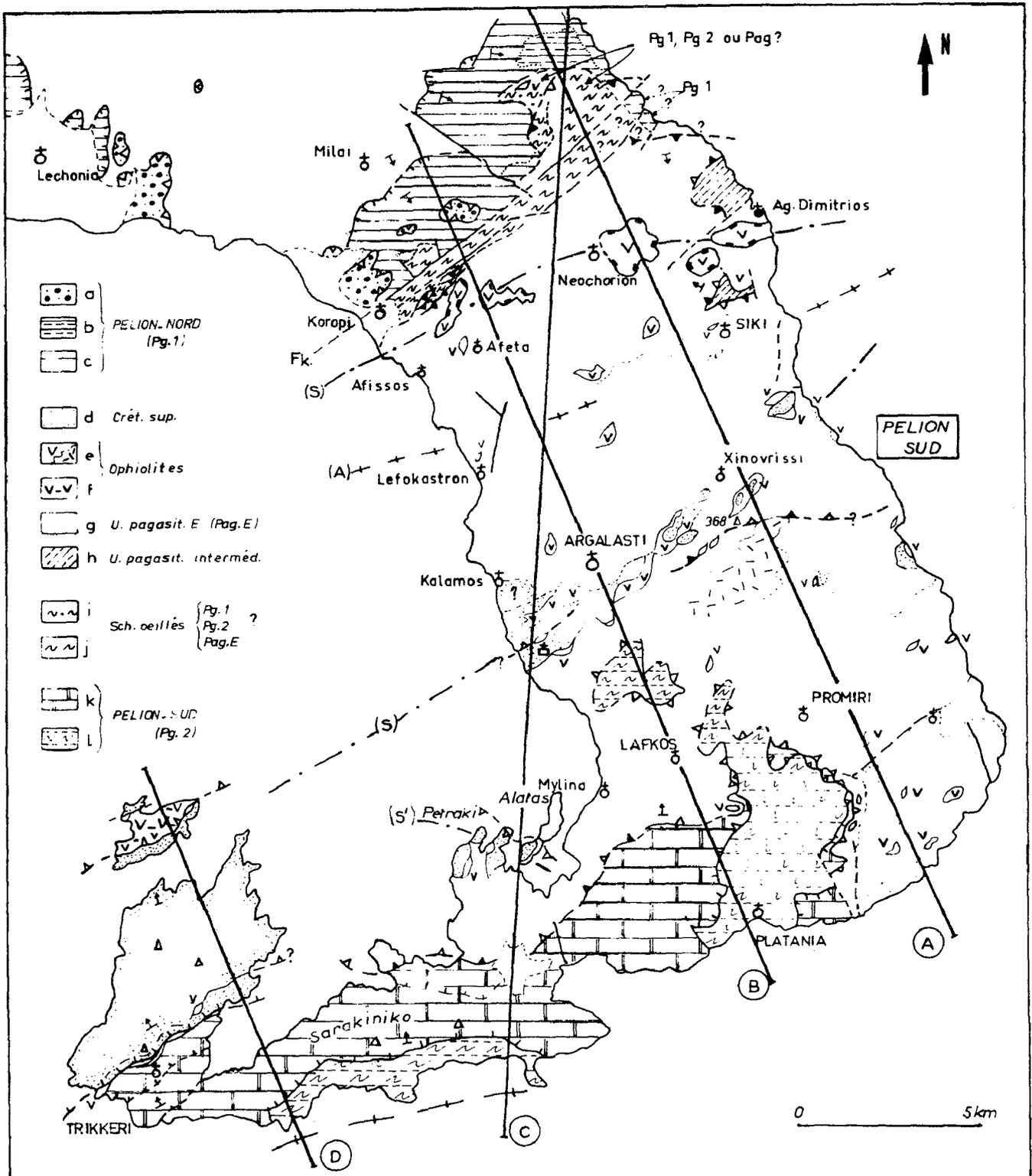


Fig. 326. - Tectonique. Schéma géologique et structural du compartiment du Pelion-Sud. A à D: coupes, fig. 327.

- a. Unité de Lechonida. - b. schistes (Malm ?). - c. marbres pélagoniens du Pelion-Nord (Pg 1).
- d. Crétacé. - e. péridotites et laves. - f. corps ophiolitiques et sédiments détritiques associés. - g. Pag. E : u. pagasitique orientale. - h. u. pagasitiques intermédiaires. - i. schistes oeilés du Malm (secteur de Xurichti; Pg 1 ?). - j. schistes oeilés paléozoïques (?); - k. marbres pélagoniens du Pelion-Sud (Pg 2). - l. schistes oeilés paléozoïques pélagoniens.

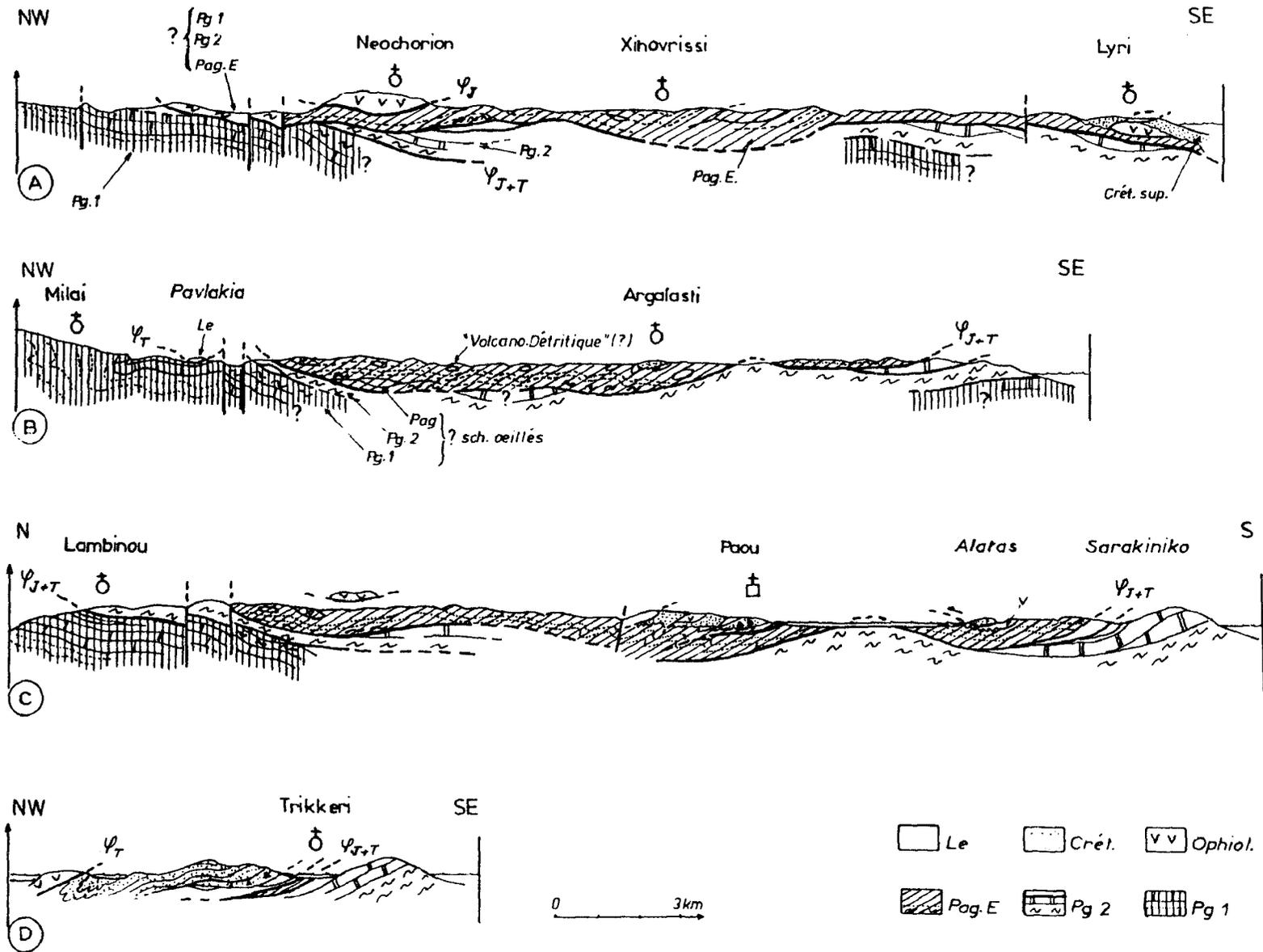


Fig. 327. - Tectonique. Coupes dans le Pelion-Sud.

Le. unité de Lechonia. - Crét. Crétacé. - Ophiol. ophiolites. - Pag E. unité pagasitique orientale. - Pg 2 et Pg 1. unité pélagonienne du Pelion-Sud pour Pg 2, du Pelion-Nord pour Pg 1.

Au cas où Pg 1 et Pg 2 correspondraient à la même unité pélagonienne réapparaissant de part et d'autre du synclinal Crétacé d'Argalasti, la série de Makrinitsa serait une unité majeure, en fenêtre, dans le Pelion-Nord. Cependant, la disparition de Pg 2 vers le Nord peut aussi s'expliquer par l'effet des tectoniques horizontales et verticales (décrochements et failles à rejet vertical de Koropi F k.).

- + le fait que la disparition des marbres pélagoniens, effective le long de l'accident tertiaire de Gavriani en Othrys, ne s'observe jamais dans les unités paléohelléniques typiques d'Othrys.

La présence de Conodontes triasiques dans les marbres siliceux du Dsurani (Ferrière, 1978, 1979 b) me conduit cependant à admettre qu'il existe bien une unité anté-Crétacé supérieur dans le Pelion méridional : l'"unité pagasitique orientale", mais le contact tectonique de base est, comme pour l'"unité pagasitique occidentale", un contact anté-crétacé supérieur repris par un contact tertiaire.

b. CONTACT DE SECOND ORDRE A LA BASE DE L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE, AU NORD DE SIKI.

Un contact, marqué par une mylonitisation importante des terrains, est visible au Nord de Siki (fig. 326). Ce contact -très certainement repris au Tertiaire lui aussi- limite probablement deux unités anté-Crétacé supérieur : une unité principale dite "unité pagasitique orientale" s.s. et une unité sous-jacente de moindre importance, l'"unité de Siki Nord", représentée par des calcschistes et schistes de signification non précisée (base de la série sus-jacente ou série indépendante ?).

c. AUTRES CONTACTS PROUVES.

Aux contacts précédents, on peut ajouter :

- le contact de base des ophiolites de Neochorion, d'âge anté-crétacé supérieur ;
- le petit contact tertiaire de l'île de Paleotrikkeri, qui sépare un ensemble à corps ophiolitiques d'un flysch crétacé supérieur-paléocène (fig. 241, 3e partie) ;
- le contact tertiaire visible dans l'île Alatas et la presqu'île de Warlameika, indiquant des déplacements de l'unité supérieure vers le Nord-Est (fig. 328).

2. LES CONTACTS TANGENTIELS DEDUITS.

Le secteur d'affrontement entre les marbres et schistes pélagoniens de Tsangarada-Xurichti (Pelion Nord) et l'unité pagasitique orientale (Pelion Sud) est marqué par la présence de grands accidents cassants, probablement décrochants (F k. = faille de Koropi, fig. 326).

L'existence de quelques affleurements de marbres dolomitiques appartenant à l'unité pélagonienne du Pelion Nord, au Sud de ces accidents F k. (à l'Est de Propan) d'une part, de schistes ocellés mylonitisés sur les marbres pélagoniens au Nord de F k. d'autre part, laisse penser qu'un ou plusieurs contacts tangentiels majeurs séparent l'unité pélagonienne du Pelion Nord (Pg 1) de l'unité pagasitique orientale probablement sus-jacente. Une unité intermédiaire correspondant à l'unité pélagonienne du Pelion Sud (Pg 2), qui ne serait représentée ici que par ses schistes ocellés, s'intercale peut-être entre ces deux ensembles majeurs.

Cependant, si l'on admet que des coulissages importants ont pu avoir lieu lors des phases tertiaires et lors des phases paléohelléniques, le long des accidents de Koropi (F k.), il est possible d'envisager que le recouvrement de l'unité pélagonienne du Pelion Nord par l'unité pagasitique orientale et/ou l'unité pélagonienne du Pelion Sud, lors des phases paléohelléniques ait été limité ou nul.

3. BILAN : LES UNITES FONDAMENTALES DU PELION SUD.

On peut distinguer dans ce secteur, les unités suivantes (fig. 326 et 327) :

- des unités majeures, probablement mises en place au cours des phases paléohelléniques, avec de haut en bas :
 - + les unités ophiolitiques, ici bien représentées (Neochorion) ;
 - + l'"unité pagasitique orientale" s.s. ;
 - + des petites unités probablement entraînées à la base de la précédente (unité de Siki Nord, par exemple) ;

- + l'unité pélagonienne du Pelion Sud, peut-être constituée localement de plusieurs unités d'ordre inférieur (à Trikkeri par exemple), comprenant des marbres triasico-jurassiques encadrés par des schistes siliceux au sommet et des schistes ocellés à la base ;
- des unités tertiaires de second ordre, parmi lesquelles on reconnaît :
 - + des structures où les terrains (supposés) crétacés sont impliqués ; exemples : à l'Ouest d'Argalasti, au Nord de Trikkeri et au Sud de l'île Alatas ;
 - + des unités ne comportant que des terrains anté-crétacés, séparées par des contacts tertiaires ou des contacts précoces ayant rejoué au Tertiaire : cas de l'unité pagasitique orientale et de l'unité pélagonienne du Pelion Sud dans le secteur Promiri-Lafkos (etc...).

B. LES DEFORMATIONS D'ENSEMBLE DU PELION SUD.

La partie méridionale de la presqu'île de Magnésie est caractérisée par une structure synclinale fondamentale à cœur crétacé supérieur, donc d'âge tertiaire, d'axe NE-SW passant par Argalasti et le Nord de la presqu'île de Trikkeri.

Le flanc Sud du synclinal forme la crête du Sarakiniko, alors que le flanc Nord, plus complexe, est affecté d'un axe anticlinal de second ordre de même direction, passant par le village de Siki. Ce dernier sépare le cœur synclinal principal d'un synclinal secondaire occupé par les ophiolites de Neochorion (fig. 326).

Enfin, dans la partie Sud-orientale du Pelion, à l'Est de Platania, affleurent des formations conglomératiques que, pour ma part, et contrairement à Wallbrecher (1976), j'attribue au Crétacé supérieur. Dans ce secteur, les directions axiales sont altérées par la présence de nombreuses failles verticales.

C. LES DEFORMATIONS AFFECTANT LES TERRAINS ATTRIBUES AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.

1. LES STRUCTURES MAJEURES.

Ces terrains appartiennent surtout à la partie méridionale du Pelion Sud. Ils forment le synclinal d'Argalasti, une grande partie de la presqu'île de Trikkeri et de l'île de Paleotrikeri, les affleurements du Pelion Sud-oriental (Lyri, Agios Georgios) mais aussi les ensembles plus limités de la presqu'île de Petroto et de l'île Alatas.

a. LE SECTEUR D'ARGALASTI.

Les terrains post-ophiolitiques du secteur d'Argalasti-Paou présentent en moyenne des pentages vers le Nord-Ouest (fig. 327 et fig. 237, 3e partie), ce qui pourrait s'accorder avec une structure de type synclinal couché à flanc Nord renversé, au moins au niveau des terrains crétacés.

La non réapparition, sur ce flanc Nord, des faciès conglomératiques à éléments carbonatés, bien développés au Sud, conduit à l'hypothèse d'une superposition de deux unités tectoniques distinctes, formées de terrains crétacés. Cependant, le contact se ferait directement sur ces niveaux conglomératiques particuliers, sans intercalation de copeaux de flysch par exemple (niveaux 4 à 7 sur 1 à 3, fig. 237, 3e partie), ce qui paraît surprenant. J'admettrai donc que la disparition des conglomérats à éléments carbonatés vers le Nord-Ouest est d'origine sédimentaire, et que l'aspect brutal de ce passage latéral de faciès a été accentué par les raccourcissements tectoniques (cisaillements, plis, etc...). De telles variations brutales sont d'ailleurs connues en Othrys orientale, entre Vrinena au Nord et Myli au Sud.

b. LES STRUCTURES DE TRIKKERI-PALEOTRIKKERI.

La disparition, dans la presqu'île de Trikkeri, des faciès conglomératiques à éléments carbonatés, entre Kottes et Trikkeri, c'est-à-dire du Nord-Est vers le Sud-Ouest, implique l'existence de variations faciologiques rapides accentuées ici par des cisaillements à la base de la

série post-ophiolitique (fig. 327 et 240, 3e partie).

La présence de corps ophiolitiques importants au-dessus de ces conglomérats à éléments carbonatés pourrait conduire à considérer qu'il existe plusieurs unités tectoniques superposées ; mais ces corps peuvent être également assimilés à des olistolithes. Il s'agit d'un dispositif comparable à celui d'Argalasti.

La structure observée au Nord de Trikkeri (fig. 327) est de type monoclinale et le flysch sommital est connu dans l'île de Paleotrikkeri. Une unité particulière à corps ophiolitiques surmonte anormalement ce flysch, soit en se résédimentant, pour partie, à la partie supérieure de ce flysch (Ferrière, 1976 b), soit par un contact anormal franc (Jacobshagen *et al.*, 1977) (voir aussi fig. 241, 3e partie). Pour ces derniers auteurs, il s'agirait même d'une obduction tertiaire, ce qui est pour le moins surprenant, puisque de simples écaillages ou plis conduisant à de tels dispositifs sont connus dans le Chalkodonio oriental près de Veletinon (fig. 309 E).

Le déversement des structures indique, sans aucun doute possible, des déplacements des unités vers le Sud-Est.

c. STRUCTURES PARTICULIERES : LE CHEVAUCHEMENT ALATAS-PETRAKI.

Ce chevauchement, présent à l'Ouest de Mylina (fig. 328 A et B), conserve l'ordre normal des terrains : les formations conglomératiques crétacées reposent ici anormalement sur les séries Est-pagasiennes. Le contact est souligné par des plis, des lenticulations et une schistosité de fracture.

Le fait original est que les mouvements, déduits de l'étude de ces structures, se font vers le Nord-Est (cf. *infra*).

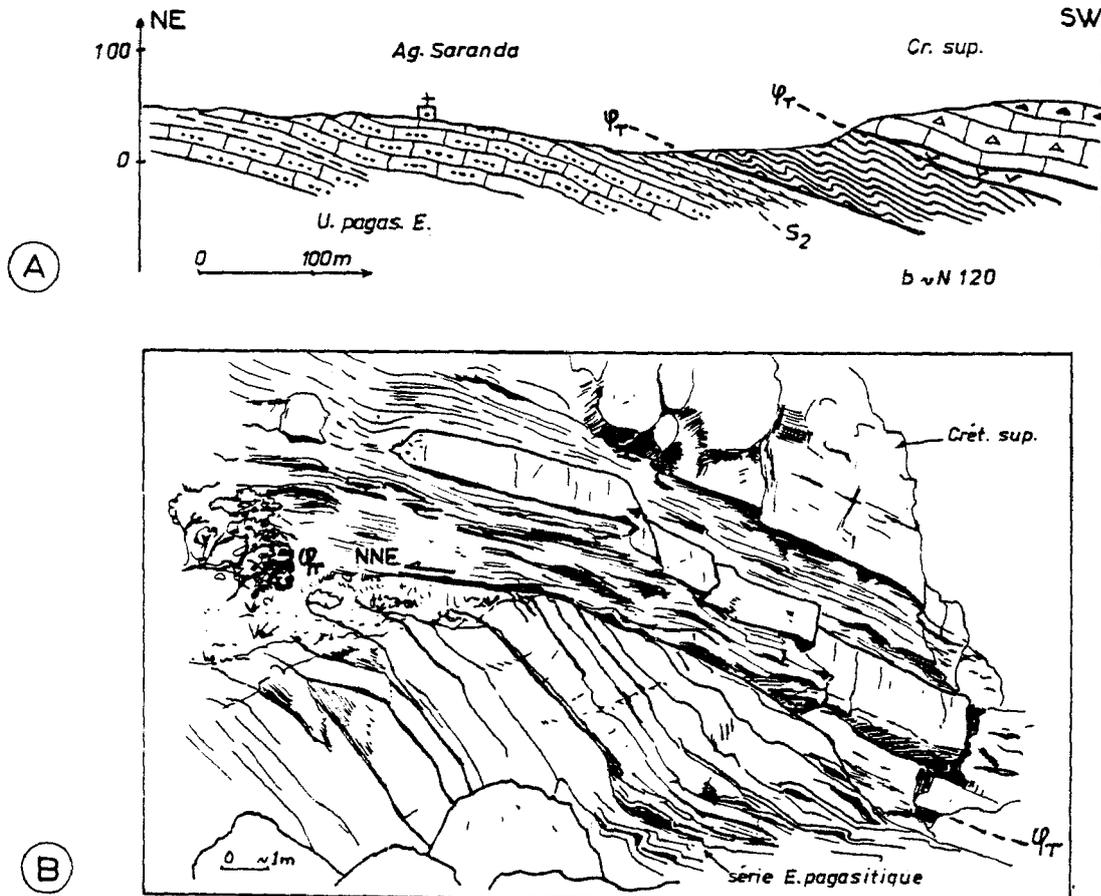


Fig. 328. A et B. - Tectonique. L'accident d'Alatas-Varlameika à vergence NNE. A. Coupe NE-SW dans l'île d'Alatas. - B. aspect du chevauchement dans la presqu'île de Varlameika (Stavros).

2. LES MESO ET MICROSTRUCTURES.

Les méso et microstructures confirment et précisent les observations faites à l'échelle cartographique, à savoir (fig. 329) :

- les axes b des plis synschisteux et les linéations d'intersection correspondantes se concentrent entre $N 235$ et $N 255$ ($N 55-75$), avec également un maximum moins net autour de $N 90$. La connaissance de la polarité de la série au Nord de Trikkeri permet de confirmer que les déversements se font bien vers le Sud-Sud-Est, ou plus rarement vers le Sud ;

- les structures (b, L), associées au chevauchement Petraki-Alatas, se répartissent autour de $N 120$ ($N 110-150$) et indiquent un mouvement vers $N 30$ ($NNE+SSW$) (fig. 328 et 329). La signification de cette structure dans le contexte global n'apparaît pas clairement : elle est incontestablement tertiaire, postérieure à la schistosité principale affectant les niveaux crétacés, et contemporaine d'une schistosité à développement local (fig. 328) ;

- les quelques plis post-schisteux tardifs observés par ailleurs, ont révélé des directions $N 120$ et $N 200$ ($N 20$).

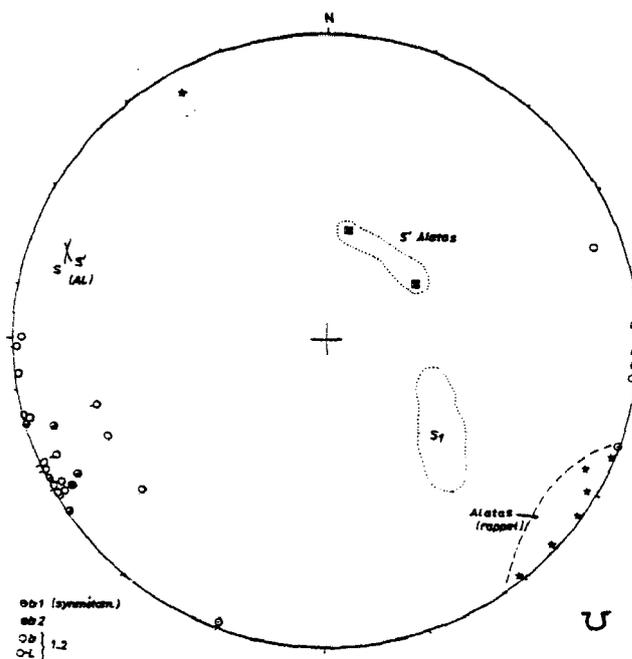


Fig. 329. - Stéréogramme relatif aux terrains Crétacé supérieur du Pelion-Sud (Argalasti, Paou, Trikkeri, Lyri et Alatas).

Les plis de direction transverse sont toujours les mieux exprimés, la structure d'Alatas est indépendante de ces premières structures transverses.

3. LES RELATIONS TECTONIQUE-METAMORPHISME DANS LES NIVEAUX CRÉTACÉS (?) DU PELION SUD.

Les difficultés rencontrées sont les mêmes que pour l'étude des niveaux équivalents de Melissatika (cf. 4e partie, chapitre VII et 3e partie, chapitre II), notamment en ce qui concerne la présence de minéraux d'origine détritique (micas et amphiboles). Cependant, des amphiboles bleues de néogénèse (autres que le glaucophane s.s.) existent incontestablement dans ces niveaux crétacés (cf. 3e partie).

Les plis synschisteux apparemment les plus anciens (b_1 ou b_{1-2} , d'axe transverse) devraient être contemporains de la foliation principale S_1-M_1 . Cependant, très souvent, ces plis, ou les schistosités associées de plan axial, reprennent et déforment une schistosité antérieure. Une solution est d'admettre que les déformations caractéristiques de cette période tectonique tertiaire transverse se sont prolongées après que l'essentiel des transformations minéralogiques se soit

réalisé, puisque les directions des axes de plis synschisteux ne montrent pas de dispersion notable.

D. LES UNITES OPHIOLITIQUES.

Les problèmes de distinction entre unités ophiolitiques majeures et corps éruptifs résédimentés, dans le Pelion Sud, ont été abordés dans la troisième partie de ce mémoire.

La présence permanente d'affleurements ophiolitiques sous les niveaux transgressifs créta-cés et l'existence de témoins importants des nappes ophiolitiques (Neochorion) indiquent que l'ensemble ophiolitique qui recouvrait les séries Est-pagasitiques était très important et probablement continu dans ce secteur.

Dans le détail, les laves (?) et diabases de la route de Paltsi, à l'Est d'Argalasti, pourraient représenter une unité basale recouverte par les péridotites (serpentinites) d'Argalasti-Biri, selon un schéma connu en Othrys occidentale.

E. L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE S.L. (PELION SUD) : ANALYSE DES DEFORMATIONS.

1. STRUCTURES MAJEURES.

a. PLIS.

Outre le synclinal majeur d'Argalasti, j'ai cité précédemment l'anticlinal (?) de Siki, qui, lui-aussi, doit affecter l'ensemble des unités, puisque les formations créta-cées et les unités ophiolitiques majeures sont situées de part et d'autre.

b. L'UNITE PAGASITIQUE ORIENTALE s.l. : UNE UNITE COMPOSITE.

Cette unité fondamentale, intercalée entre les unités pélagoniennes à la base et ophiolitiques au sommet, semble être, en fait constituée de plusieurs unités plus ou moins importantes.

b1. L'unité principale ou unité pagasitique orientale s.s.

Je considère que cette unité est limitée à sa base par des contacts anormaux anté-crétacés, plus ou moins repris au Tertiaire selon les cas, visibles dans les secteurs suivants (fig. 326) :

- au Sud : de Promiri à l'Est, au cap Canoni à l'Ouest ;

- au Nord : à proximité de Siki et d'Agios Dimitrios; au Nord-Est de Siki; et de façon incertaine au Nord de Neochorion, près de la côte égéenne notamment.

Ces différents contacts, supposés être les éléments d'une même surface tectonique, présentent des caractéristiques variables selon les lieux, probablement dues aux reprises successives :

- au Sud du Pelion, le contact a localement des caractéristiques qui évoquent les contacts tertiaires d'Othrys orientale (disparition des marbres, etc...). Le résultat en est la superposition directe des terrains de l'unité pagasitique sur les schistes ocellés pélagoniens, d'âge paléozoïque (?), à l'Est de Lafkos.

Vers l'Ouest, ce contact passe au-dessus des marbres pélagoniens, puis, plus à l'Ouest encore (cap Canoni, fig. 207, 3e partie), au-dessus d'un ensemble schisteux solidaire des marbres massifs sous-jacents. Ce pourrait être là un témoin du contact anté-crétacé supérieur, peu repris par la tectonique tertiaire.

Enfin, au Nord de Trikkeri, l'unité pagasitique orientale semble être laminée sous les ophiolites et les terrains Crétacé supérieur eux-mêmes décollés, mais des restes de cette unité affleurent très probablement à proximité du village de Trikkeri (fig. 208, 3e partie) ;

- au Nord de Siki : le contact est marqué par une zone intensément mylonitisée, à la base des marbres siliceux de l'unité pagasitique orientale. L'importance de ce contact n'est cependant pas déterminée (*cf. infra*, paragraphe b 2) ;

- enfin, au Nord de Neochorion : le contact n'est pas évident et sa position dépend de l'interprétation que l'on fait des schistes ocellés qui s'intercalent entre l'unité pagasitique et la série pélagonienne du Pelion Nord. Les éventuels contacts anté-Crétacé supérieur de ce secteur ont été ici repris au Tertiaire, notamment à proximité de la faille décrochante de Koropi (F k., fig. 326).

b2. Les unités de second ordre, infra-pagasitiques et supra-pélagoniennes.

b2.1. Les unités infra-pagasitiques situées au Nord de Siki.

L'unité visible au Nord de Siki, sous l'unité pagasitique orientale s.s., est caractérisée par des faciès très chloriteux (schistes, calcschistes et cipolins) surmontés par un banc décimétrique dolomitique (fig. 326 et 222, 3e partie).

Au-delà d'un axe occupé par les ophiolites de Neochorion, réapparaissent, vers le Nord, au niveau d'Agios Dimitrios, des séries particulières dont certaines peuvent être assimilées aux séries de l'unité pagasitique, alors que d'autres, constituées de dolomies blanches épaisses surmontées de schistes quartzeux, pourraient appartenir à une unité indépendante infra-pagasitique (fig. 326 et 223, 3e partie).

Ces deux ensembles présentant des formations dolomitiques plus ou moins importantes pourraient être les témoins d'une (ou de) série(s) particulière(s) constituant une (ou des) unité(s) indépendante(s) dans l'édifice paléohellénique, entre l'unité pagasitique orientale s.s. et les unités pélagoniennes situées à la base du dispositif.

Cependant, d'autres hypothèses sont envisageables : ces niveaux pourraient représenter la base stratigraphique normale de la série de l'unité pagasitique orientale, disparue localement et séparée de sa partie supérieure par un contact disharmonique majeur.

Le choix entre ces deux hypothèses n'est pas sans conséquences : dans le second cas, en effet, la série Est-pagasitique à dolomie basale pourrait être rapprochée des séries maliaques de transition et non pas des séries maliaques supérieures d'Othrys.

b2.2. Au Sud du Pelion, certaines formations hypersiliceuses constituent soit la base de la série Est-pagasitique, soit le sommet des séries pélagoniennes ; mais il n'existe pas de faciès comparables aux précédents (Siki) entre les deux séries (*cf.* 3e partie).

2. MESO ET MICROSTRUCTURES.

Elles sont abondantes mais difficiles à analyser, du fait du polyphasage naturellement, mais aussi du caractère chaotique de certaines ensembles (*cf.* "Volcano-Détritique" ?).

a. ANALYSE QUALITATIVE : QUELQUES EXEMPLES.

a1. Les structures liées au chevauchement Alatas-Petraki.

Ces structures, développées en majeure partie au sein des séries Est-pagasitiques, ont été décrites dans le paragraphe précédent consacré aux terrains supposés Crétacé supérieur qui constituent ici l'unité supérieure (fig. 328 et 329).

Je rappelle qu'elles correspondent à des plis (b) de direction N 120 en moyenne, à déversement vers N 30.

a2. Les affleurements au Nord de la plage de Siki.

Des plis de direction moyenne N 120-140 replissent des linéations fines (L₁) de direction

moyenne N 35-45 (calculées ou mesurées sur les marbres et schistes environnants non plissés, à pendage faible vers le NNE).

En outre, les axes des plis étant subperpendiculaires à la direction des linéations, celle-ci a été peu modifiée par le plissement ultérieur.

Il ne semble pas que la linéation fine puisse correspondre à une linéation d'étirement perpendiculaire aux axes de plis N 120-140, puisque cette linéation est connue dans l'ensemble du Pelion, en association avec des plis différents (transverses), mais cela mériterait d'être prouvé.

a3. Les affleurements à l'Est de Neochorion (fig. 326 et 330 A).

J'ai cru pouvoir reconnaître, au sein de cet ensemble complexe (des structures les plus récentes aux plus anciennes) :

- des plis amples, en genou (b_{2-3}), visibles surtout dans des marbres massifs, associés ou non à une schistosité de plan axial ; ces plis ont des directions subhorizontales comprises entre N 290 et N 320 (N 110-140) ;

- des plis synschisteux (b_2), reprenant la schistosité principale (S_1) et souvent associés à une schistosité (S_2) de type pli-fracture (strain-slip). Les directions des plis b_2 oscillent entre N 70 (N 250) et N 155 ;

- la schistosité principale (S_1), qui est probablement associée à des structures d'axe transverse (NE-SW) si l'on se réfère aux directions des linéations (l_1) replissées par les plis b_2 et à l'existence de plis très nettement synschisteux (b_1 ? ou b_{1-2}) d'axe compris entre N 235 et N 260 (N 55-80).

Une étude plus détaillée de ce secteur s'avère nécessaire afin d'étayer et de préciser ces résultats. S'il est clair que des structures (b_{2-3}) de direction proche de N 125 (N 290 à N 320) reprennent des structures synschisteuses (b_1 ? ou b_{1-2}) de direction transverse (N 55-80), en revanche, rien ne permet d'affirmer pour le moment que les plis b_{2-3} soient postérieurs aux plis b_2 (les divergences observées entre ces deux types de plis pourraient être dues à des différences lithologiques).

b. ANALYSE QUANTITATIVE.

Deux stéréogrammes ont été établis : l'un pour les séries Est-pagasitiques situées au Nord de l'axe synclinal d'Argalasti, l'autre pour les séries affleurant au Sud de ce même axe (fig. 330 A et B).

Les résultats sont cohérents, à savoir que la plupart des axes (b) et des linéations subhorizontaux se regroupent selon des directions transverses : N 40 à N 80.

Ces axes représentent certainement des plis et linéations de phase 2 (b_2-L_2), postérieurs à la schistosité S_1 qui correspond à la foliation principale mais aussi à des structures de première phase (b_1-L_1).

Parmi les éléments structuraux particuliers, je retiendrai la présence de structures de même direction (\approx N 120) au Nord et au Sud d'Argalasti, mais de géométrie différente :

- au Sud, il s'agit du chevauchement d'Alatas-Petraki (fig. 328 A et B), associé à une schistosité localisée à cette structure déversée vers le NNE ;

- au Nord, et surtout au Nord-Est, ces structures de direction N 120 environ -dont le déversement n'est pas connu avec certitude- sont liées à une schistosité (S_2) mieux développée, bien que surtout connue dans le secteur de Neochorion-Siki.

3. RELATIONS TECTONIQUE-METAMORPHISME (SERIES EST-PAGASITIQUES).

Parmi les faits les plus évidents, on peut retenir l'existence de plis b_2 d'axe transverse reprenant la schistosité principale S_1 (fig. 330 A et B). Ces plis sont parfois accompagnés par une schistosité S_2 définie par des minéraux réorientés (strain-slip) et peut-être certains minéraux de néogénèse tels que micas blancs et chlorites (cf. 3e partie).

Une ambiguïté demeure quant à la réalité des plis liés à la foliation principale, du fait de la faible dimension des minéraux constituant cette foliation, mais peut-être aussi de la rareté de ces structures plissées b_1 .

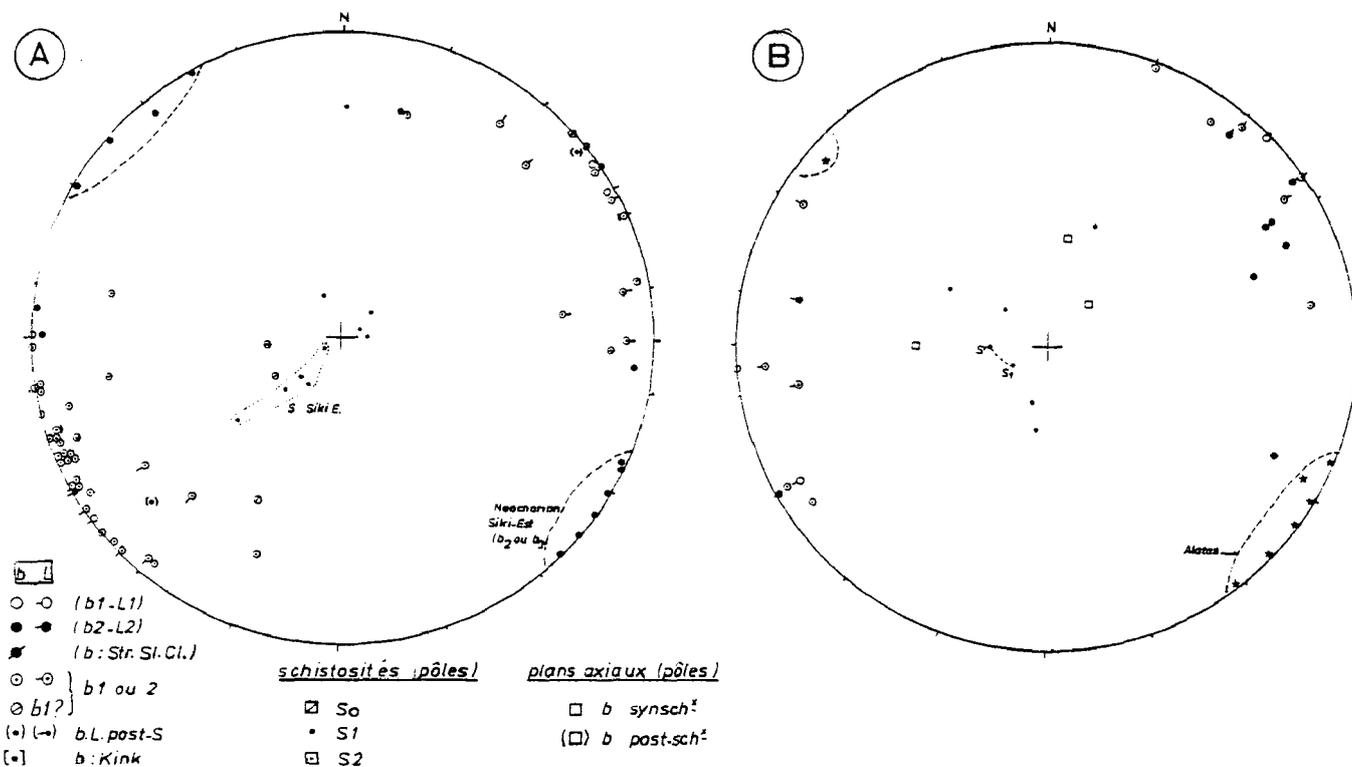


Fig. 330. A et B. - Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité pagasitique orientale du Pelion-Sud. A. Secteur au Nord du synclinal crétacé d'Argalasti. - B. secteur situé au Sud de ce synclinal.



Fig. 331. - Exemple de pli isoclinal décamétrique dans des schistes quartzeux représentant probablement la base de l'unité pagasitique orientale (côte égéenne au Sud-Est de Propan).

Les plis transverses symmétamorphiques pour l'essentiel de type b 2 (post. S 1 où S 1 = foliation principale) et peut être b 1 (liés à S 1) sont toujours bien développés. Des plis moins serrés mais synschisteux post. S 1, sont de direction N 120 (b 2 locaux ou b 3 plus certainement); Fig. 330 .

F. STRUCTURES OBSERVEES DANS L'UNITE PELAGONIENNE DU PELION SUD.

1. STRUCTURES MAJEURES.

Les faits d'importance qui me paraissent devoir être signalés sont les suivants :

- le pendage régulier vers le NNW, dans le Sarakiniko, des marbres et schistes pélagoniens, qui constituent l'arête transverse (ENE-WSW) de la partie méridionale de la presqu'île de Magnésie ;

- la complexité de la limite entre cette unité et l'unité pagasitique orientale s.l. sus-jacente, avec notamment la disparition des marbres, réduits à de simples copeaux tectoniques vers l'Est, et l'existence de séries siliceuses et pélitiques appartenant à l'une ou l'autre des unités (cf. 3e partie) ;

- l'existence possible de redoublements tectoniques anté-crétacés (et tertiaires ?) au sein de la couverture triasico-jurassique pélagonienne, dans la presqu'île de Trikkeri (fig. 326 et 208, 3e partie) ;

- la disharmonie croissante vers l'Est entre les marbres pélagoniens et les schistes ocellés sous-jacents.

2. MESO ET MICROSTRUCTURES.

Ces structures sont surtout présentes dans les formations attribuées au Trias-Jurassique (fig. 320), bien qu'elles soient beaucoup moins abondantes -ou apparentes- que dans les séries pélagoniennes du Pelion Nord. De très beaux plis synschisteux ont également été reconnus dans les schistes ocellés supposés paléozoïques ($b = 5 \text{ N } 95$ et plan axial $S = 42 \text{ N } 345$).

Les directions des axes de plis (b_2 ?) apparaissent plus dispersées sur stéréogramme que celles du Pelion Nord, puisque comprises entre $\text{N } 215$ et $\text{N } 280$ ($\text{N } 35-100$).

Localement, des plis post- S_1 ($b_2 = 15 \text{ N } 245$) replissent des linéations (L_1 ?) qui font un angle de 20° avec l'axe b_2 .

3. RELATIONS TECTONIQUE-METAMORPHISME (SERIES PELAGONIENNES DU PELION SUD).

a. RAPPEL : LES EVENEMENTS ANTE-ALPINS.

Les schistes ocellés situés à la base de l'unité contiennent de grands minéraux : muscovite, biotite, grenat almandin, formant un assemblage cohérent du point de vue pétrographique (éruptif ou métamorphique). Les datations montrent que ces minéraux sont d'âge paléozoïque supérieur.

Il reste à définir quel était l'état de ces roches avant les phases alpines : granites et couverture discordante, orthogneiss ou paragneiss ?

b. LES EVENEMENTS DU CYCLE ALPIN.

Le seul fait intéressant issu de l'étude de ces niveaux me paraît être l'existence d'amphibolites intercalées dans les marbres et constituées d'amphiboles bleues (différentes du glaucophane s.s.), formant la schistosité principale S_1 (fig. 208, 3e partie).

G. RAPPORTS ENTRE LES UNITES DU PELION SUD ET LES UNITES DES ENSEMBLES METAMORPHIQUES VOISINS (PELION NORD ET MASSIF DE VELANIDIA),

1. RAPPORTS ENTRE LES UNITES DU PELION SUD ET DU PELION NORD.

a. POSITION DU PROBLEME.

De part et d'autre de l'axe synclinal d'Argalasti, occupé par des terrains crétacés (?), ressortent, sous les séries de l'unité pagasitique orientale, des unités pélagoniennes caractérisées par des marbres surmontant des soubassements très différents, tant sur le plan des faciès originels que du métamorphisme.

Les différences sont telles que l'on ne peut envisager un simple passage de faciès sous le synclinal d'Argalasti ; seules des solutions tectoniques sont susceptibles d'expliquer ces particularités.

La présence de nappes et d'accidents décrochants (F k.) dans ce secteur offre au moins deux types d'explication possible, et même trois, dans la mesure où ces deux phénomènes peuvent se conjuguer (voir aussi conclusions de la 3e partie).

b. CORRESPONDANCES ENTRE LES UNITES PELAGONIENNES DU PELION NORD ET DU PELION SUD :
INTERPRETATIONS PROPOSEES.

b1. Les marbres pélagoniens du Pelion Nord et du Pelion Sud appartiennent à une même unité (fig. 332, hyp. 2).

Les schistes ocellés du Sarakiniko, comparables à ceux d'Othrys orientale, représentant avec une quasi-certitude la base de la série pélagonienne du Pelion Sud, on est conduit à admettre que la série de Makrinitza, différente, réapparaît en fenêtre au sein de l'ensemble du Pelion Nord (Ferrière, 1976 b).

Dans ce cas, la signification de la série de Makrinitza ne peut être précisée, mais les arguments microtectoniques conduisent cependant à admettre qu'il s'agit d'une série appartenant aux zones internes (cf. 4e partie, chapitre VII).

b2. Les marbres pélagoniens du Pelion Nord et du Pelion Sud appartiennent à des unités différentes (fig. 332, hyp. 1).

Dans cette hypothèse, l'unité pélagonienne du Pelion Sud (Pg 2) représenterait une unité anté-Crétacé supérieur indépendante de celle du Pelion Nord (Pg 1), mise en contact avec cette dernière dès cette époque, soit le long d'un contact subvertical décrochant (faille de Koropi ?), soit par l'intermédiaire d'un contact tangentiel (unité du Pelion Sud sur unité du Pelion Nord).

Si le jeu tertiaire de l'accident de Koropi est évident - les séries crétacées de Lechonia sont affectées par ce dernier - l'importance et même l'existence de mouvements précoces le long de cet accident ne peuvent être déterminées.

Les blocs qu'il sépare présentent de nettes différences au niveau des termes anté-crétacés (présence de séries pagasitiques au Sud, absence au Nord), alors que les couvertures crétacées de ces deux blocs montrent certaines affinités de faciès (marbres verts à amphiboles détritiques par exemple) : c'est là un argument important en faveur d'un jeu anté-crétacé. Cependant, l'accident de Koropi, de direction perpendiculaire aux poussées caractérisant la phase tertiaire majeure, ne paraît pas être particulièrement affecté par ces mouvements.

Quoi qu'il en soit, si la disparition vers le Nord de l'unité pélagonienne du Pelion Sud peut être due pour partie à la tectonique tangentielle (à l'image de la disparition tertiaire ? - des marbres, entre Lafkos et Promiri), une part de cette unité doit être masquée par le jeu vertical et décrochant de l'accident de Koropi (fig. 327).

En outre, il ne faut pas oublier qu'au Nord de Volos n'existent que de rares et hypothétiques témoins des unités pagasitiques ou des unités pélagoniennes supérieures (Pelion Sud) sur les séries pélagoniennes du Pelion Nord. Si des rabotages tectoniques ont pu avoir lieu, il se peut également que les unités supérieures n'aient jamais recouvert ce secteur, comme c'est probablement le cas au Nord de l'Othrys orientale.

En résumé, j'admettrai que les unités pélagoniennes du Pelion Sud (Pg 2) et du Pelion Nord (Pg 1) étaient individualisées avant le Crétacé supérieur et que la première devait recouvrir le bloc du Pelion Nord, sur ses bordures, qui préfiguraient déjà les futurs accidents décrochants F v. (au Sud-Ouest) et F k. (au Sud-Est). Les rejets verticaux et horizontaux le long des failles de Koropi (F k.) sont une des causes de la disparition partielle de l'unité pélagonienne du Pelion Sud au niveau du Pelion central.

Dans cette hypothèse où la série de Makrinitza est supposée représenter la base de la série du Pelion Nord, il reste cependant à expliquer l'importance de cette série de Makrinitza, attribuée au Trias p.p.

2. RAPPORTS ENTRE LES UNITES DU PELION SUD ET DU MASSIF DE VELANIDIA.

Si l'on tient compte des déplacements horizontaux dextres et senestres mis en évidence respectivement le long des accidents de Volos-Velestinon (F v., fig. 315) et de Koropi (F k., fig. 326), les blocs du Pelion Sud et de Velanidia se placent à proximité l'un de l'autre.

Les séries et les unités constituant ces blocs présentent d'ailleurs des affinités indiscutables, au niveau des unités pagasitiques orientale et occidentale notamment.

Les principales différences observées concernent :

- la présence d'une importante formation de schistes ocellés à la base de la série pagasitique occidentale. De tels faciès n'apparaissent pas entre l'unité pagasitique orientale et l'unité pélagonienne du Pelion Sud, au Sud de la presqu'île de Magnésie par exemple. Certaines unités de schistes ocellés du Pelion central pourraient toutefois représenter des témoins de cet ensemble ;

- l'existence de schistes ocellés à la base de la série pélagonienne du Pelion Sud. Leur absence à la base de l'unité pélagonienne de Paliouri, dans le massif de Velanidia, s'explique facilement par la présence d'un accident majeur (tertiaire) entre cette unité et celle de Dimini, sous-jacente.

Naturellement, la présence de schistes ocellés à la base de la série pélagonienne du Pelion Sud, alors que de tels schistes ocellés existent uniquement au-dessus de la série pélagonienne du Paliouri, dans le massif de Velanidia, pourrait faire penser qu'il s'agit là d'une série inverse. J'ai rejeté cette hypothèse pour diverses raisons, dont l'existence de passages de faciès entre les schistes ocellés de Seskulon et les termes sus-jacents de la série pagasitique occidentale (cf. 4e partie, chapitre VI).

Enfin, la présence de la "série de Dimini" à la base du dispositif structural du massif de Velanidia ne peut servir d'élément de comparaison avec le dispositif du Pelion Sud, dans la mesure où l'unité pélagonienne infra-pagasitique est l'unité la plus basse du Pelion Sud qui soit visible à l'affleurement. Cependant, il est remarquable de constater que les prolongements vers l'Ouest de ces séries pélagoniennes du Pelion Sud reposent, en Othrys orientale, sur des faciès crétacés qui rappellent ceux de Dimini.

III. CONCLUSIONS SUCCINCTES

Le compartiment du Pelion-Sud est caractérisé par un empilement d'unités anté-crétacé supérieur (ophiolites et unité pagasitique orientale notamment), reprises lors des phases tertiaires "transverses" et plus récentes.

Le dispositif structural observé rappelle celui du massif de Velanidia, mais ici les formations crétacées reposent clairement sur les séries plus anciennes.

Les problèmes majeurs concernent la détermination des caractéristiques des phases paléohelléniques, masquées par les phases tertiaires, et l'analyse des rapports entre les blocs du Pelion Sud et du Pelion Nord au niveau des accidents de Koropi : si Pg 1 (unité pélagonienne du Pelion Nord) appartient à la même unité tectonique tertiaire et anté-crétacé supérieur que Pg 2 (unité pélagonienne du Pelion Sud), la série de Makrinitza réapparaît en fenêtre ; dans le cas contraire (le plus probable), ces deux unités (Pg 1 et Pg 2) correspondent à des unités paléohelléniques majeures (fig. 332).

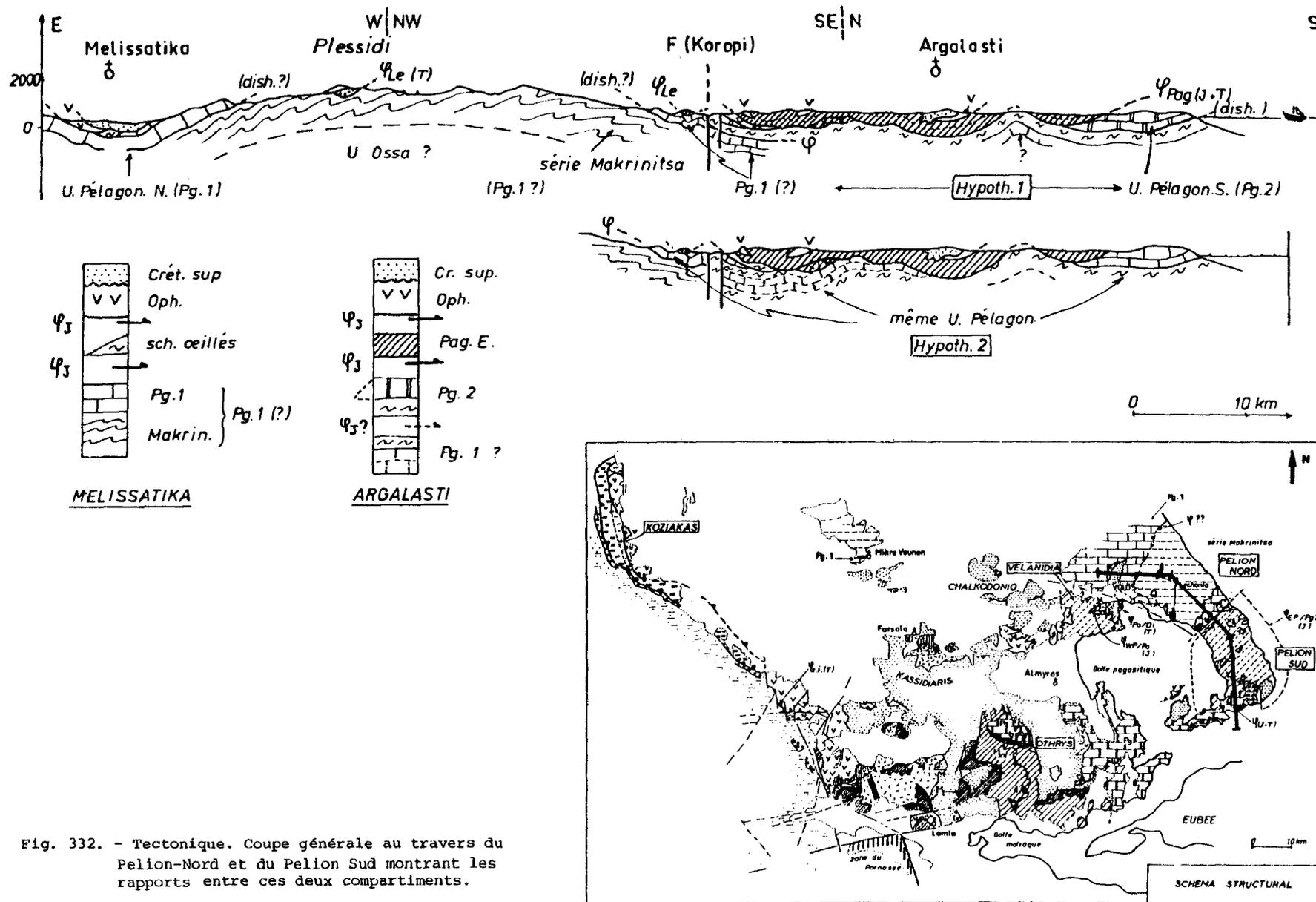
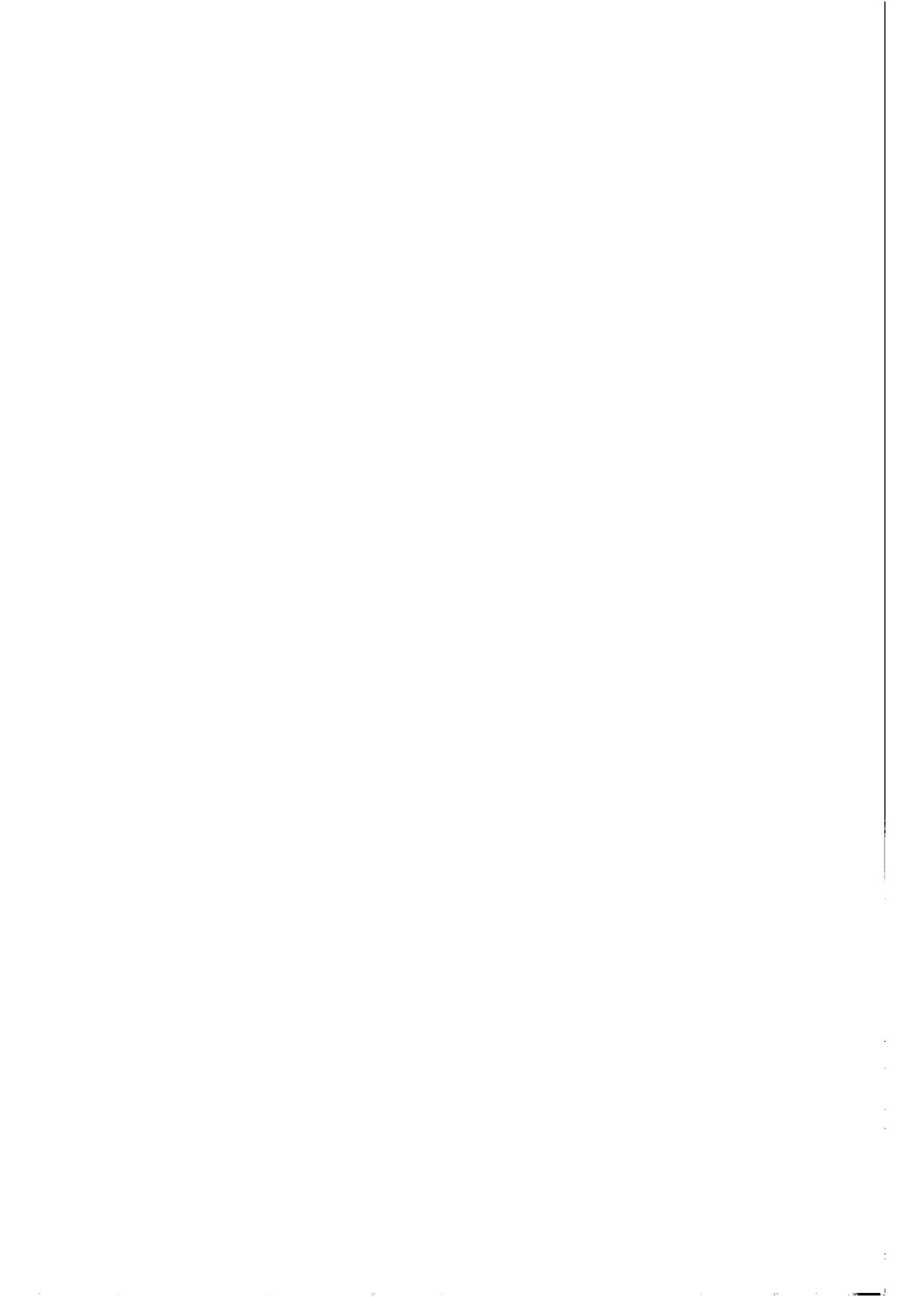


Fig. 332. - Tectonique. Coupe générale au travers du Pelion-Nord et du Pelion Sud montrant les rapports entre ces deux compartiments.



INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS

I. VUE D'ENSEMBLE SUR LA TECTONIQUE DU SECTEUR ETUDIE

Les structures tectoniques observées sont diverses et complexes en raison de l'existence de déformations superposées, de la variabilité des conditions présidant au développement de ces déformations (du domaine superficiel au domaine du métamorphisme) et enfin de la diversité des terrains affectés.

Outre les événements hercyniens, deux grandes périodes orogéniques ont pu être distinguées : la période paléohellénique, d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur, et la période tertiaire (hellénique), au sein de laquelle plusieurs phases apparaissent.

La première période alpine est caractérisée par l'existence de nombreuses nappes de charriage (unités paléohelléniques) liées à la mise en place tectonique des ophiolites. Un métamorphisme de cet âge est connu dans les parties septentrionale et orientale du secteur étudié.

La seconde période alpine, tertiaire, est également marquée par la présence de structures tangentielles majeures, mais aussi et surtout par des plissements intenses, parfois associés à un métamorphisme (Schistes bleus...) dans les secteurs orientaux.

Outre ces structures tangentielles, on note de nombreuses failles verticales (surtout récentes) et des décrochements.

Une description d'ensemble de ces structures a été fournie en introduction de la partie tectonique de ce mémoire (4e partie, chapitre II, fig. 280 à 283).

II. LA PERIODE OROGENIQUE TERTIAIRE-QUATERNAIRE : GENESE DES HELLENIDES

A. LES DIFFERENTS TYPES DE STRUCTURES TECTONQUES TERTIAIRES OBSERVEES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

On peut les regrouper de la façon suivante :

1. DES FAILLES A REJET VERTICAL DOMINANT.

Elles appartiennent principalement au réseau de failles récentes bien connues dans les Hellenides (Mercier, 1979 ; Angelier, 1979).

Elles sont bien représentées au sein des différents massifs (Othrys, Pelion) mais elles abondent surtout en bordure des plaines récentes et au niveau des couloirs faillés qui limitent le secteur étudié : couloir du Sperchios-golfe maliaque au Sud (Péchoux *et al.*, 1973 ; Philip, 1976, Mercier *et al.*, 1976) et fossé nord-égéen à l'Est (Lybérís *et al.*, 1982).

Les directions d'extension mises en évidence par ces auteurs, à l'Est et au Sud, (distension NNE-SSW et NNW-SSE) sont identiques, mais l'ordre des phases retenu est différent.

Dans le secteur du fossé nord-égéen, Lybérís *et al.* (1982) notent que les failles correspondent à des "failles normales pures" -le toit des terrains anté-néogènes est situé à - 3 000 m environ à l'Est du Pelion- "ou à des décrochements dont le mécanisme est principalement extensif".

Les directions des accidents présents au Nord des Sporades (NW-SE et WSW-ENE) rappellent

celles du réseau d'accidents anciens, pour partie décrochant, des massifs de l'Othrys et du Pelion : il n'est donc pas impossible que ces failles nord-égéennes se soient développées par réactivation (en distension) de structures plus anciennes.

Le mouvement d'extension propre au "fossé nord-égéen" peut, par ailleurs entraîner un léger coulisage dextre de l'île d'Alonissos par rapport au bloc Skopelos-Skiathos-Pelion, le long de la faille NW-SE bordant la presqu'île de Magnésie (fig. 283).

Les directions des failles principales à rejet vertical présentes au sein des terrains pré-néogènes en Othrys sont quelque peu surprenantes par rapport aux résultats précédents, puisqu'elles sont surtout subméridiennes (NNW-SSE à NNE-SSW).

Au Nord du Pelion, on note un réseau de failles, souligné par la vallée située au Nord de Volos, qui sont ici NE-SW et NW-SE. Ces failles présentent localement des rejets verticaux importants (limites entre le massif du Megavouni et l'ancien lac Karla-Voivis ; fig. 315).

L'étude du massif de l'Othrys a par ailleurs montré qu'il existait des flexures faillées et des horsts anté-tertiaires : les failles à rejet vertical dominant ne sont donc pas obligatoirement récentes.

2. DES DECROCHEMENTS (TERTIAIRES).

L'accident dont le caractère décrochant, au Tertiaire, est le plus net est celui de Volos-Velestinon : des synclinaux crétacés semblent être décalés à ce niveau de quelques kilomètres (4 à 6 km le long de l'accident) de part et d'autre d'une zone décrochante dextre (F. v. : fig. 283 et 315).

3. DES BOMBEMENTS (TERTIAIRES).

Deux bombements majeurs d'âge post-crétacé ont été reconnus : en Othrys centrale d'une part, dans le Pelion-Nord d'autre part.

En Othrys centrale, une voûture post-paléocène permet d'observer les unités structurellement les plus basses du dispositif paléohellénique. Ce bombement se superpose à une surélévation antérieure, d'âge anté-crétacé supérieur, dont l'axe est légèrement décalé par rapport à la structure tertiaire (fig. 304).

Dans le Pelion, deux bombements successifs peuvent également être mis en évidence :

- le plus récent est postérieur à la mise en place de l'unité de Lechonia, puisque les klipptes sont actuellement situées à des altitudes comprises entre 0 et 1 500 m (l'intervention de glissements par gravité ne semble pas suffisante pour expliquer ce dispositif) ;
- l'autre bombement est antérieur à l'unité de Lechonia, puisque les klipptes reposent à la fois sur les marbres pélagoniens et sur les schistes de Makrinitsa, et qu'il ne semble pas que ce soit là le résultat d'un rabotage ou d'une troncature d'origine tectonique. Cet événement "anté-Lechonia" est postérieur à la dernière phase synmétamorphique tertiaire.

4. DES STRUCTURES TANGENTIELLES : NAPPES, CHEVAUchemENTS (TERTIAIRES).

- a. STRUCTURES POST-METAMORPHIQUES ET/OU DE DIRECTION DINARIQUE (fig. 334 et phase T. d. fig. 336).

D'Est en Ouest :

- a1. Des unités post-métamorphiques : les klipptes de l'unité de Lechonia (Pelion).

Cette unité, constituée de terrains crétacés non métamorphisés, repose sur les séries métamorphiques du Pelion Nord, dont les micas ont été datés de 14 à 28 MA (K/Ar) (cet âge récent pose un problème car même s'il s'agit là de rajeunissements, ceux-ci doivent être expliqués).

Les plis observés dans la klippe de Lechonia, proche des accidents F. v. il est vrai, ont des directions voisines de N 120. L'origine de cette unité doit être recherchée vers le Nord-Est (zone d'Almopias).

a2. Des recouvrements tardi ou post-métamorphiques : la fenêtre de Dimini.

La série détritico crétacée de Dimini (massif de Velanidia) est nettement schistosée, mais peu ou pas métamorphique, alors que les unités qui la surmontent ont subi un métamorphisme tertiaire non négligeable* : le recouvrement tectonique impliqué est obligatoirement plus récent que la période de développement de ce métamorphisme, qu'il s'agisse d'un épisode terminal de cette même période (T. tv., fig. 336) ou d'une phase plus nettement postérieure (T. d. ou ?).

Le contexte géologique (faciès proches de ceux de l'Othrys orientale) implique qu'ils s'agisse de mouvements des unités supérieures dans une direction comprise entre le Sud et l'Ouest. L'analyse microtectonique n'a pas permis de déterminer précisément cette direction.

a3. Le chevauchement des zones internes sur les zones externes : une structure dinarique.

Sa direction NNW-SSE est dite dinarique : elle n'est pas liée à l'érosion puisque des plis de même direction lui sont associés (axes b proches de N 150, déversement vers WSW).

De belles structures chevauchantes géométriquement comparables (mêmes déversements) existent en Othrys centrale mais leur âge paléohellénique ou tertiaire n'a pu être déterminé (fig. 302 et 334).

b. DES UNITES ET DES CHEVAUchemENTS ASSOCIES A DES STRUCTURES TRANSVERSES (AXES b : ESE-WNW A NE-SW) SOUVENT SYNCHISTEUSES (fig. 333 et T. tv., fig. 336).

Entrent dans cette catégorie :

- les unités chevauchantes ou flottantes du massif du Chalkodonio-Saradsi. Exemple : unité du Sorigo-Saradsi ;
- le pli-faille complexe de Gavriani, en Othrys orientale ;
- la structure plissée renversée de Mikro Vounon, au Nord de Farsala ;
- de nombreux rejeux de contacts de base des unités paléohelléniques métamorphiques, et notamment des unités pagasitiques et de Paliouri. A ces rejeux, sont associés de nouveaux contacts anormaux tels que celui qui entraîne la disparition des marbres du Sarakiniko, dans le Pelion Sud.

Les déversements de ces structures se font en général vers le Sud, mais des chevauchements vers le Nord existent (Karamboutaki, fig. 309 C').

c. UNE STRUCTURE HYPOTHETIQUE : LA FENETRE (?) DE MAKRINITSA.

Parmi les structures majeures envisageables, je rappellerai le cas de l'éventuelle réapparition en fenêtre de la série de Makrinitza dans le compartiment du Pelion Nord. Ce problème a été discuté précédemment (3e partie, p. 511 et 4e partie, p. 818). L'absence de schistes ocellés à la base des marbres pélagoniens du Pelion Nord (Pg 1) alors que de tels schistes existent dans le Pelion Sud (Pg 2), ne peut être tenue pour argument significatif en faveur de cette fenêtre, puisque la présence d'accidents majeurs entre ces deux ensembles (accidents de Koropi : F. k., fig. 283) permet de considérer qu'il existe deux unités tectoniques différentes (Pg 1 et Pg 2 : unités paléohelléniques ?) (Ferrière, 1982).

5. PLISSEMENTS ET SCHISTOSITES.

Les structures plissées tertiaires, les plus abondantes, apparaissent dans les secteurs orientaux, où elles sont synschisteuses et même synmétamorphiques.

1 La foliation principale n'a pu être attribuée précisément aux événements tertiaires ou anté-crétacés mais la plupart des plis synmétamorphiques observés paraissent être d'âge tertiaire.

Ces plis ne sont pas, pour l'essentiel, liés aux unités tangentielles les mieux développées -celles-ci sont associées à des plis d'axes b compris entre N 120 et N 150- mais présentent des axes transverses : N 90 (à l'Ouest) à N 60 en moyenne (à l'Est), et sont déversés vers le Sud ou le Sud-Est.

Ces plis transverses représentent le type de déformation le plus évident de toute la partie orientale du secteur étudié (Pelion-Velanidia).

Existe-t-il une ou deux phases tertiaires de plis synmétamorphiques ?

Les plis transverses synschisteux et synmétamorphiques des massifs du Pelion et de Velanidia (b2) reprennent en général la foliation métamorphique principale (S1) qui, dans le cas de la série de Makrinitza au moins, paraît être associée à des plis isoclinaux (b1) (fig. 324 D et 336).

Le problème qui se pose concerne l'âge tertiaire ou anté-crétacé supérieur de ces plis b1 associés dans le Pelion Nord à un métamorphisme "Schistes bleus" et peut-être localement (à l'Est) de type "Schistes verts" (fig. 336).

Le peu de dispersion des axes b1 et b2 sur les stéréogrammes et la nature comparable des recristallisations accompagnant les déformations successives -les premières recristallisations (syn-b1) étant cependant nettement plus développées (fig. 324 D)- me conduisent à privilégier la première hypothèse (b1 d'âge tertiaire), bien que celle-ci ne permette pas d'expliquer de façon simple l'absence de reliques (indubitables) du métamorphisme paléohellénique (à moins que celui-ci ne soit que peu développé dans les unités considérées ?).

B. LES PHASES TECTONIQUES TERTIAIRES RECONNUES DANS LE SECTEUR ANALYSE.

1. DISTINCTION DES PHASES TERTIAIRES.

J'admettrai que les structures présentant des affinités géométriques et des positions chronologiques comparables par rapport aux autres événements géologiques (autres déformations, terrains discordants...) appartiennent à une même phase tectonique.

La difficulté réside évidemment dans l'appréciation de l'importance des éventuelles variations géométriques et chronologiques (fig. 336).

a. LES FAITS ESSENTIELS.

Pour les phases compressives majeures d'âge tertiaire, l'élément de référence correspond à l'ensemble des déformations d'axe (b) transverse, c'est-à-dire orthodinarique (direction N 60 à N 90), qui évoluent depuis des déformations synmétamorphiques à l'Est jusque des déformations synschisteuses ou même dépourvues de schistosité à l'Ouest : c'est la phase tertiaire (T.) transverse (tv.) : T. tv.

Dans le Pelion, ces structures synmétamorphiques érodées sont recouvertes tectoniquement par l'unité non métamorphique de Lechonia (axes b = N 120 ; déversement vers le SSW) ; c'est là l'indice d'une deuxième phase tangentielle d'âge tertiaire. Les structures présentes au niveau du front des zones internes sont, elles aussi, tardives, mais de direction proche de N 150 (déversement vers le Sud-Ouest). Dans la mesure où il s'agit dans les deux cas de structures appartenant à la phase tangentielle tertiaire la plus tardive, j'admettrai que ces deux types de structures appartiennent à une même période orogénique dite "dinarique" (T. d.). Cependant, il faut garder à l'esprit le fait que ces structures N 150 ne sont pas clairement situées dans le temps par rapport aux structures de Lechonia.

Papanikolaou (1982) semble même admettre que les directions transverses (axes "a") et dinariques (axes "b"), plus externes, représentent des déformations appartenant à une même période tectonique.

Les autres phases correspondent successivement à des bombements (période tardi-tectonique : Aubouin, 1959), puis aux failles verticales (période post-tectonique : Aubouin, 1959, ou néotectonique).

b. LES PROBLEMES AFFERENTS A LA DEFINITION DES PHASES TECTONIQUES TERTIAIRES.

Certaines structures tectoniques sont difficiles à analyser et leur attribution à l'une des phases définies ou à une phase restant à définir ne peut être décidée : c'est le cas notamment de structures ayant subi des rejeux successifs (décrochements ou même certains contacts tangentiels).

Des structures attribuées à une phase particulière, tels que les bombements, appartiennent en fait à des périodes différentes. Exemple : les bombements anté et post-unité de Lechonia, dans le Pelion.

Enfin, quelques structures présentent des directions ou des déversements différents des structures les plus répandues : c'est le cas de structures déversées vers le NNE (chevauchement Alatas-Petraki). La présence d'une phase supplémentaire n'est d'ailleurs pas à rejeter puisque Jacobshagen, Skala *et al.* (1978) admettent l'existence d'une phase de direction NNW-SSE tertiaire qui serait antérieure à la phase transverse (T. tv.) dans les Sporades et le Pelion Sud.

c. AGE DES DIFFERENTES PHASES RECONNUES.

L'analyse de l'âge des terrains non -ou peu- plissés présents dans les grandes plaines d'effondrement et dans le sillon méso-hellénique montre que la période néotectonique est d'âge plio-quaternaire -miocène supérieur ?- et la période tardi-tectonique (sillons et bombements) d'âge oligo-miocène (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959).

Les discordances présentes à la base de la série du sillon molassique méso-hellénique témoignent de deux périodes de déformation (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Bizon *et al.*, 1968 ; Desprairies, 1977 ; Fleury, 1980) :

- une période à la limite Eocène-Oligocène (discordance de l'Oligocène p.p. sur la bordure pindique déjà structurée) ;
- une période anté-Lutétien supérieur (le Lutétien supérieur repose sur divers niveaux des zones internes).

Ces deux phases tectoniques pourraient correspondre aux deux phases tangentiels majeures (T. tv. et T. d.) reconnues sur la transversale Othrys-Pelion.

Ces datations ont cependant des limites :

- elles sont l'indice des évolutions de surface, mais ne renseignent pas sur les phénomènes se produisant en profondeur (déformations synmétamorphiques...) ;
- elles sont locales et ne peuvent donc rendre compte des événements affectant un domaine relativement étendu. Ainsi, certains faits, même s'ils ne sont pas déterminants, laissent penser que la mise en place de l'unité de Lechonia sur la série de Makrinitza pourrait être plus récente que les structures dinariques de la bordure orientale du Pinde.

2. LES PHASES TECTONIQUES TERTIAIRES : CARACTERISTIQUES.

De la plus ancienne à la plus récente, on reconnaît, dans le secteur étudié (fig. 336) :

a. LA PHASE TERTIAIRE TRANSVERSE (T. tv.).

a1. Age : Eocène moyen (probable).

a2. Structures (*cf. supra*, paragraphe II, A, 4-5 ; fig. 333).

Elles évoluent d'Est en Ouest. A l'Est, on note surtout des plis synmétamorphiques (schistes bleus et schistes verts) et des rejeux des contacts paléohelléniques (base des unités pagasitiques). A l'Ouest, on passe à des chevauchements correspondant à des décollements au sein de la couverture crétacée (Chalkodonio) et de son soubassement, et à des plis-failles complexes (Gavriani) (fig. 336).

Les directions des structures évoluent elles-aussi : les axes b proches de la direction E-W à l'Ouest (Chalkodonio, Velanidia) paraissent tourner vers la direction NE-SW dans le Pelion.

Les déversements se font en général vers le Sud, mais des déversements vers le Nord existent localement, peut-être en liaison avec des linéaments majeurs proches (Karamboutaki, fig. 309 C'). La présence de structures non métamorphiques déversées vers le Sud permet d'extrapoler cette conclusion aux séries de type "Schistes bleus" qui auraient pu éventuellement présenter des plis "a" (Quinquis et Cobbold, 1978).

a3. Mécanismes mis en jeu lors des déformations liées à la phase T. tv.

La phase T. tv. entraîne peu de bouleversements dans l'ordre des unités antérieures à cette phase : seul l'accident de Gavriani (Othrys orientale) entraîne le chevauchement d'une unité pélagonienne sur des unités maliaques.

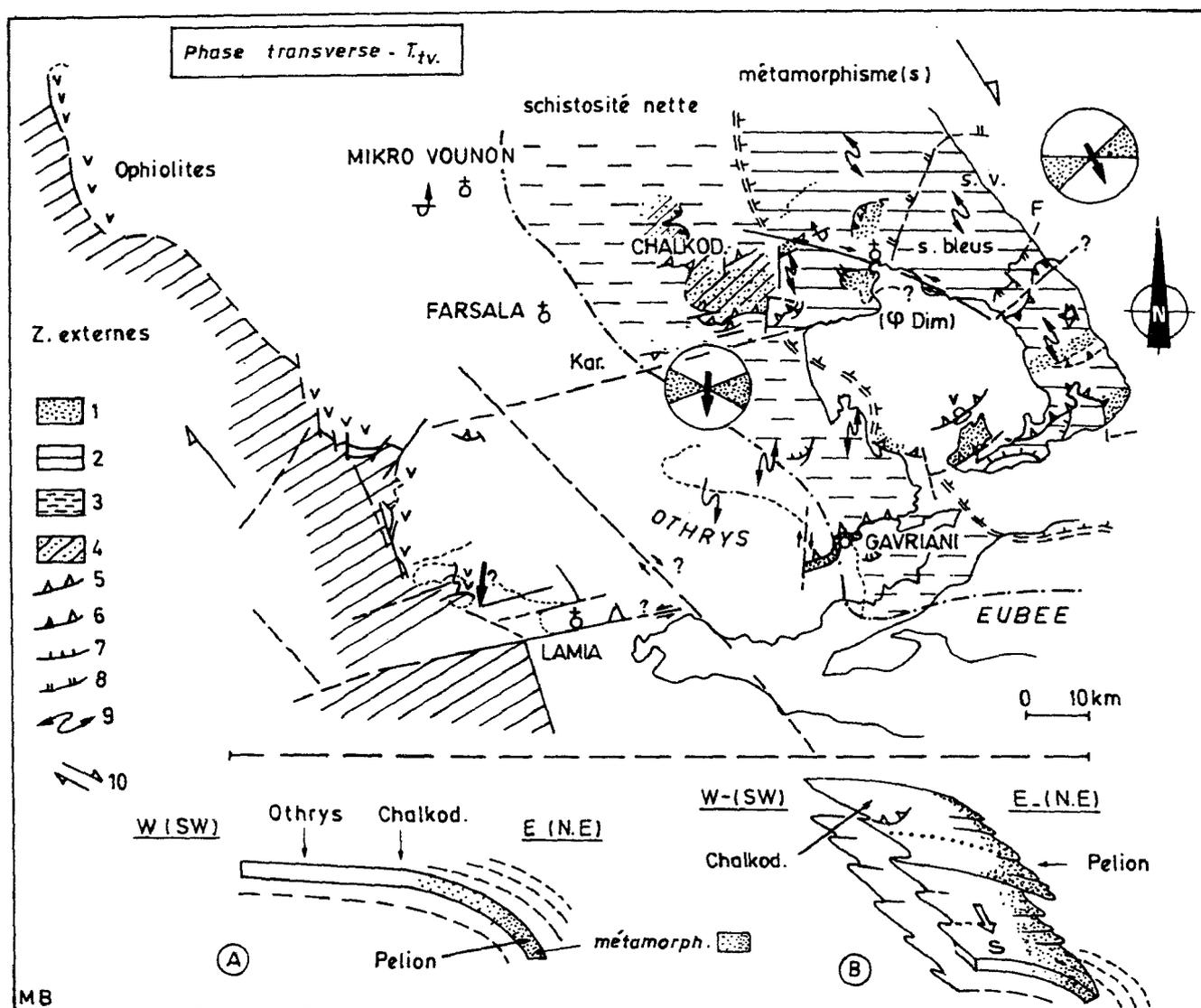


Fig. 333. - Structures tectoniques rapportées à la phase tertiaire transverse (T_{tv}).

1. Crétacé métamorphique. - 2. métamorphisme lié à la phase transverse. - 3. schistosité bien développée. - 4. U. supérieure du Chalkodonio (Sorigo-Saradsi). - 5. contacts tangentiels liés à la phase T_{tv} . - 6. contacts anciens repris lors de T_{tv} . - 7. contacts mineurs. - 8. contact possible (fenêtre de Makrinitsa ?). - 9. plissements importants. - 10. résultante des mouvements tangentiels et coulissage lors de la phase T_{tv} ?.

Schémas A et B : géométrie des unités liées à la phase T_{tv} . Le pointillé représente l'intensité du métamorphisme T_{tv} .

Cependant, ces déformations étant transverses, elles ont pu entraîner la superposition d'éléments paléogéographiques identiques : la position structurale basse d'une unité n'implique donc pas qu'elle soit beaucoup plus externe que l'unité qui la surmonte (unités du Chalkodonio ; éventuelle fenêtre de Makrinitsa).

Un fait qui mérite également d'être expliqué est l'accroissement du métamorphisme vers l'Est ou le Nord-Est, alors que les axes de plis sont subparallèles à cette direction (et supposés non parallèles au transport des masses ; cf. *supra*).

Le plus simple est d'admettre que l'ensemble pélagono-maliaque et sa couverture crétacée-paléocène présentaient un plongement général vers le Nord-Est, où l'épaisseur des unités tectoniques sus-jacentes était maximale, et que les mouvements se faisaient obliquement le long de ces plans (fig. 333).

Un des problèmes non résolus est celui de la nature de la surcharge permettant le développement du métamorphisme dans les niveaux crétacés des unités supérieures par exemple (indépendamment de toute estimation des conditions thermodynamiques). S'agissant de ces niveaux crétacés en position sommitale, on peut admettre des redoublements des séries crétacées elles-mêmes, mais il paraît également nécessaire de faire intervenir une surcharge supplémentaire correspondant par exemple à des unités vardariennes (autre que l'unité de Lechonia, plus tardive) actuellement inconnues à l'affleurement.

b. LA PHASE TERTIAIRE DINARIQUE (T. d.).

b1. Age : limite Eocène-Oligocène (Eocène terminal-Oligocène p.p.) ; les structures orientales pourraient être plus récentes (cf. *supra* : discussion Lechonia).

b2. Structures (fig. 334 ; cf. *supra*, paragraphe II, A, 4-5).

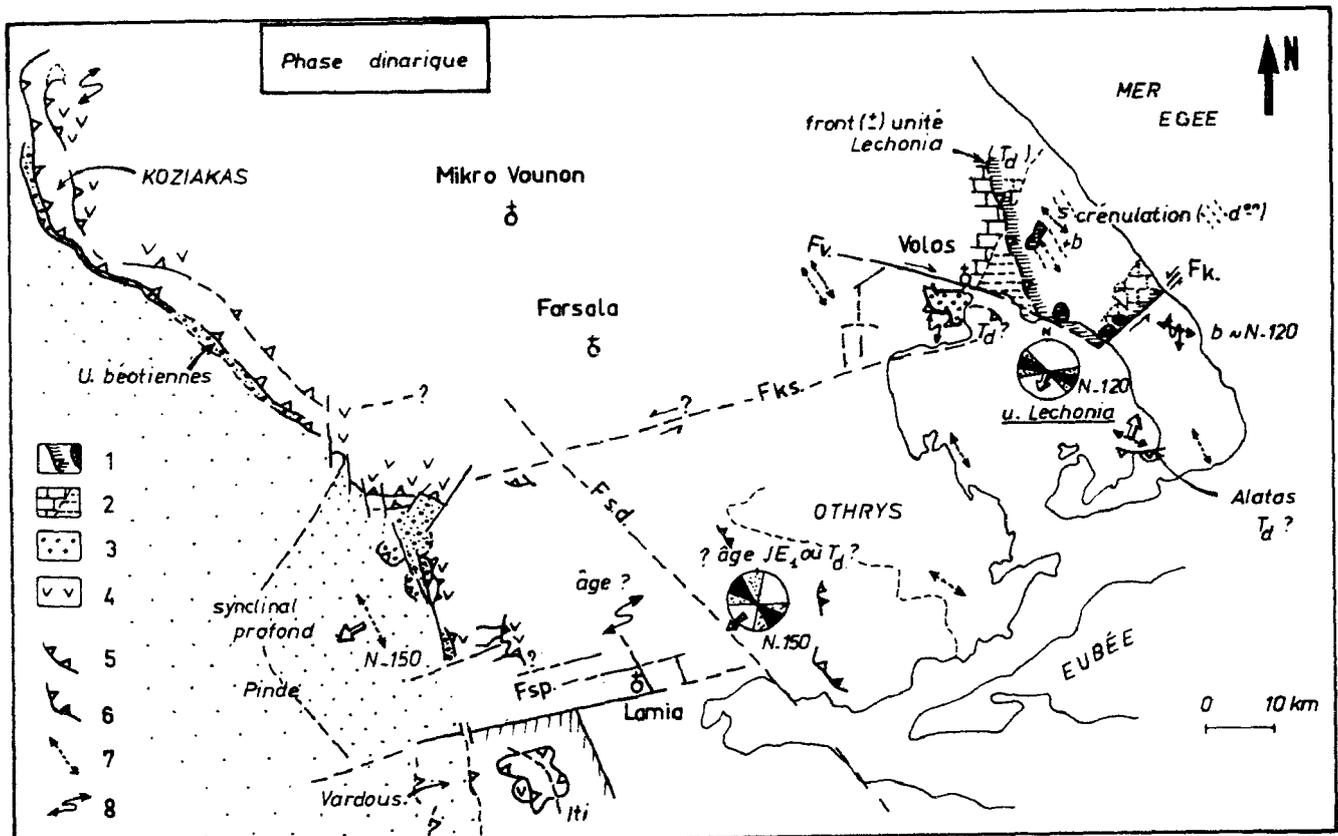


Fig. 334. - Structures tectoniques rapportées à la phase tertiaire dinarique (T.d.)

1. U. de Lechonia (front possible, klippes reconnues).
2. marbres pélagoniens et schistes de Makrinitsa (sous 1).
3. U. de Dimini.
4. Ophiolites de la bordure des zones internes.
5. contacts dus à la phase dinarique.
6. contacts d'âge Jurassique ou tertiaire (T.d.).
7. reprises dinariques faibles (direction des structures).
8. plissements importants.

Elles sont bien développées sur les bordures orientale (Unité de Lechonia) et occidentale (front des zones internes) du domaine pélagono-maliaque.

Les directions (b) semblent tourner légèrement vers l'Est dans le Pelion, passant de N 150 à N 120, comme pour la phase précédente (torsion postérieure aux deux phases ou môle résistant ?).

Les déversements se font incontestablement vers le Sud-Ouest.

b3. Mécanismes mis en jeu.

Les déformations dinariques ne sont pas accompagnées d'un métamorphisme net. Certaines pourraient être synschisteuses, mais leur appartenance à la phase dinarique n'est pas certaine (cas de certaines structures (b) N 110- 120, par exemple ; fig. 336).

L'ensemble pélagono-maliaque paraît constituer un bloc homogène probablement lié à l'existence d'un cisaillement profond : seule la fenêtre de Dimini -si elle correspond bien à cette phase- pourrait indiquer des déformations internes non négligeables.

Il existe également des chevauchements déversés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest en Othrys, mais leur âge n'est pas connu.

La disparition de la zone isopique du Pinde implique l'existence de structures liées à la collision entre des ensembles à croûte continentale.

c. LES EVENEMENTS POSTERIEURS A LA PHASE DINARIQUE.

c1. La période tardi-tectonique.

Age : oligo-miocène.

Structures : naissance du sillon méso-hellénique, bombement(s) contemporain(s) dans le Pelion et peut-être en Othrys centrale (?) (cf. *supra*, paragraphe II, A, 3).

Mécanismes : étant donné le parallélisme observé entre ces structures et les précédentes, on pourrait penser qu'il s'agit de structures compressives tardives entraînant la formation d'un bombement (Pelion-Olympe) par blocage des unités sous-charriées et creusement d'un sillon correspondant.

Cependant, cela n'explique pas aisément la subsidence importante observée dans le sillon méso-hellénique : il est alors possible d'envisager une relaxation des contraintes liées à la phase dinarique, accompagnée de réajustements verticaux, soit positifs (bombements), soit négatifs (sillons).

c2. La période néotectonique.

Age : plio-quaternaire.

Structures : genèse de failles verticales en extension, simplement interrompue par un petit épisode compressif en bordure du golfe maliaque (Philip, 1976). Certaines des failles ont un rejet plurikilométrique.

Mécanismes : ces failles sont à relier au fonctionnement de l'arc égéen et de la distension correspondante (Angelier, 1979)...

C. TECTONIQUE TERTIAIRE-QUATERNAIRE : PLACE DU SECTEUR ETUDIE DANS LES HELLENIDES.

Je n'aborderai que quelques points particuliers, en rapport direct avec les phénomènes analysés sur la transversale étudiée.

1. POSITION DU SECTEUR OTHRYS-PELION PAR RAPPORT AU DISPOSITIF PLAQUE EGEEENNE-SUBDUCTION "MESOGEENNE"

Ce secteur occupe une position qui n'est pas quelconque par rapport au dispositif signalé, puisqu'il correspond approximativement à la bordure septentrionale de la plaque égéenne (Mac Kenzie, 1970 ; Angelier, 1979) et que les témoins les plus septentrionaux de la subduction "mésogéenne" pourraient être représentés par les volcans récents d'Achilleon, de Mikrothive et Porphyriion, entre Almyros et Volos (Pe et Panagos, 1976) (certains doutes cependant ont été formulés : voir discussion p. 466).

Une observation pourrait avoir, me semble-t-il, des conséquences théoriques intéressantes : l'existence d'un hiatus de pointements volcaniques récents au niveau de l'arc volcanique, au droit des affleurements parnassiens. Existe-t-il un lien de causalité entre ces deux phénomènes (épaisseur de la croûte, etc...) ? la répartition des volcans est-elle cantonnée à des secteurs privilégiés telles que certaines zones faillées importantes (correspondant à des golfes actuels par exemple : golfes maliaque et pagasitique) ? ou bien encore, le volcanisme du secteur Almyros-Volos est-il lié à un dispositif différent de l'arc égéen.

2. LES STRUCTURES LIEES A LA PHASE DINARIQUE DANS LES HELLENIDES.

Les équivalences entre les structures dinariques présentes dans le secteur de l'Othrys-Pelion et les secteurs helléniques proches sont faciles à établir (fig. 335) :

- le front des zones internes se prolonge au Nord et au Sud, où il est cependant décalé par des failles transverses (verticales et décrochantes). Un changement important de la nature des séries constituant les zones internes se produit d'ailleurs de part et d'autre du Sperchios (séries pélagoniennes sur les unités béotiennes en Iti ; séries maliaques-ophiolitiques sur ces mêmes unités béotiennes en Othrys) ;

- l'unité de Lechonia passe vers le Nord à l'unité vardarienne du Vermion (Brunn, 1960 a ; Pichon, 1976) par l'intermédiaire de l'unité de Veneto (Katsikatsos *et al.*, 1980).

Des équivalents structuraux et peut-être paléogéographiques (?) pourraient exister en Eubée, sous la forme de klippe de matériel crétacé (Guernet, 1975).

3. LE PROBLEME DES UNITES METAMORPHIQUES APPARAISSANT EN FENETRE AU SEIN DES ZONES INTERNES : QUELQUES ELEMENTS DE REFLEXION.

Les unités les plus basses du domaine étudié correspondent à l'unité de Dimini (marbres massifs et flysch) d'une part, à la série (fenêtre ?) de Makrinitza, riche en métabasites et affectée d'un métamorphisme "Schistes bleus" d'autre part.

Des structures présentant des séries "comparables" sont connues au Nord et au Sud du massif du Pelion (fig. 335) :

- au Nord : de bas en haut, on rencontre les unités de l'Olympe et de l'Ossa (marbres massifs et flysch) et l'unité d'Ambelakia (à métabasites) riche en glaucophane (Godfriaux, 1968 ; Derycke et Godfriaux, 1978 ; Godfriaux et Pichon, 1980 ; Katsikatsos *et al.*, 1980 ; Schmitt, 1981) ;

- au Sud, on note de telles superpositions d'unités dans les secteurs suivants :

- + en Eubée du Sud, où la série d'Almyropotamos (marbres massifs et flysch) est surmontée par la série de Styra-Ochi à métabasites, où le métamorphisme "Schistes bleus" apparaît bien (Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b ; Bavay et Bavay, 1980) ;
- + dans les Cyclades, où le dispositif est probablement comparable à celui de l'Eubée du Sud : le métamorphisme de type "Schistes bleus" y est bien développé, comme à Syros (Bonneau *et al.*, 1980 a, b ; Bonneau, 1982) ;
- + en Attique enfin, où les unités du Pentelique et d'Ekali réapparaissent sous le dispositif structural constitué surtout d'unités pélagoniennes (Clément, 1976 ; Clément et Katsikatsos, 1982). L'unité isolée de Laurium contient des amphiboles bleues (Marinos *in* Dercourt *et al.*, 1977).

Cependant, ces affinités de faciès ne sont en fait que des analogies qui correspondent, pour

l'essentiel, à l'opposition entre des séries de plate-forme et de bassin. Ainsi, la fenêtre de l'Olympe correspond très certainement à la réapparition des séries de Gavrovo-Tripolitza, alors que la fenêtre de Dimini correspond à un recouvrement beaucoup plus limité, intra-pélagonien.

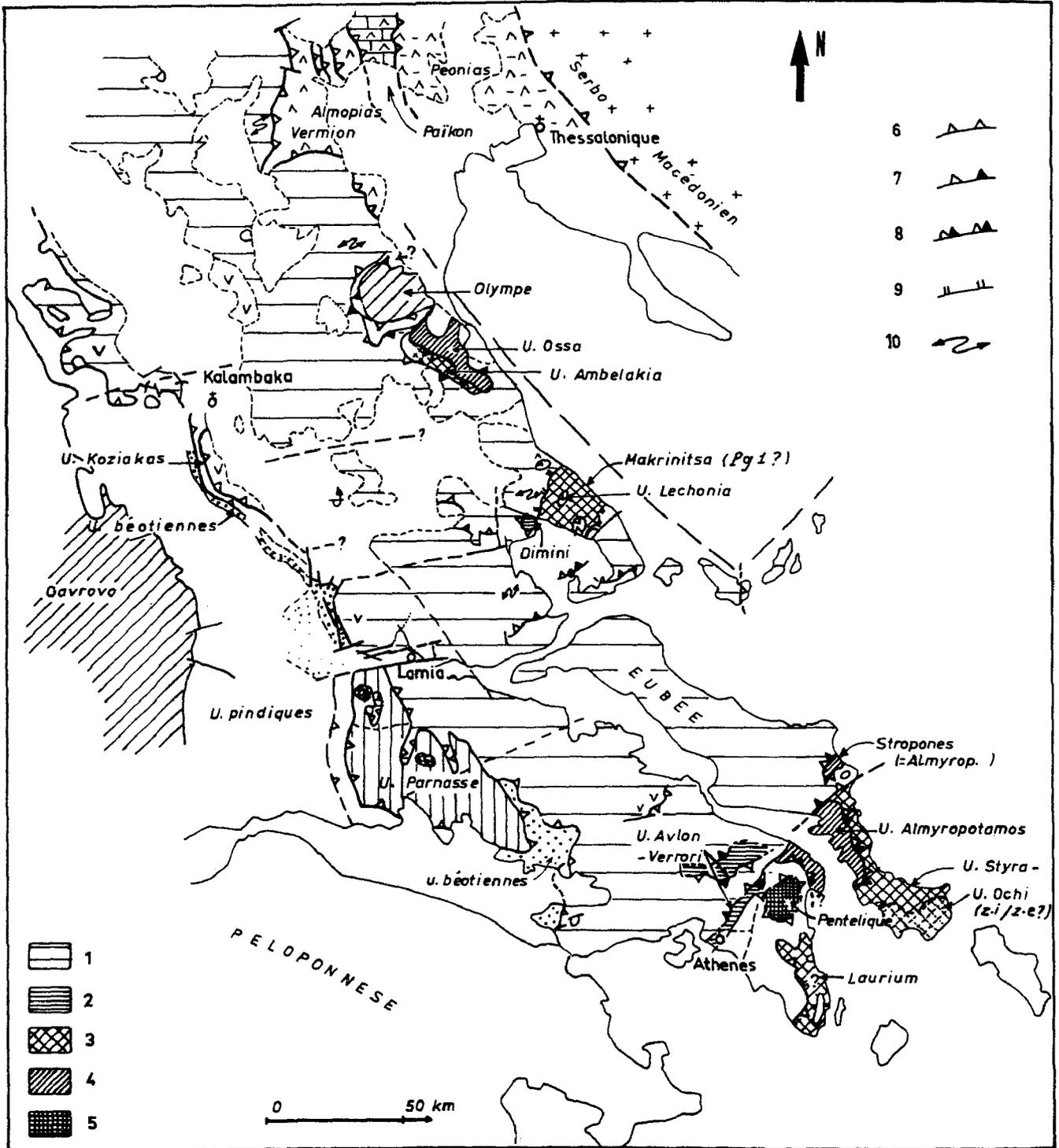


Fig. 335. - Structures tectoniques majeures rapportées aux phases tertiaires dans les Hellénides.

1. U. pélago-malienne - ophiolitique supérieure. - 2. U. pélagoniennes inférieures (Dimini, Avlon-Verrori). - 3. formations de schistes et marbres non massifs à métabasites, métamorphisme HP-BT. - 4. U. métamorphiques de marbres surtout massifs surmontés d'un flysch tertiaire. - 5. U. du Pentelique. - 6 à 9. contacts tangentiels. - 6. dinariques (T.d. = CT₃). - 7. de la phase transverse (T_{tv} = CT₁ + 2). - 8. d'âge non déterminé (T_{tv} ou T.d.). - 9. incertains (Makrinitza). - 10. plissements majeurs.

a. LES UNITES DE TYPE "SCHISTES BLEUS" RICHES EN SCHISTES ET METABASITES.

Elles correspondent à des séries de schistes, marbres (souvent en plaquettes) et metabasites, dont le chimisme est favorable au développement des paragenèses à glaucophane ± lawsonite : c'est le cas des unités d'Ambelakia, Makrinitza (fenêtre ?), Styra-Ochi et Syros notamment, qui, toutes, paraissent être affectées par les phases tertiaires transverses (T. tv. ou CT 1-2).

Si ces séries présentent des ressemblances (lithologie, type de métamorphisme, déformations transverses et position structurale sous des unités typiquement pélagoniennes), elles présentent aussi des différences. Ainsi, certaines unités présentent des corps ophiolitiques intercalés (olistolithes ?) dans leur série : Styra-Ochi (Bavay et Bavay, 1980) et Syros (Bonneau *et al.*, 1980 a, b), qui ne semblent pas exister dans les séries de Makrinitza (ce mémoire) et d'Ambelakia (Godfriaux et Pichon, 1980).

La comparaison des séries stratigraphiques reconstituées de ces quatre séries (auteurs cités précédemment) conduit également à séparer les séries septentrionales (Ambelakia, Makrinitza) des séries méridionales (Syros, Styra-Ochi) ; ces dernières paraissent représenter des séries complètes (Trias-Jurassique ou Trias-Eocène ?) alors que les premières évoquent des portions de série (une formation flyschofide existe peut-être dans la série d'Ambelakia ; Schmitt, comm. orale).

Le caractère tronqué des deux séries septentrionales pourrait être dû à des réductions tectoniques, mais il peut également s'expliquer en admettant tout simplement que ces séries ne représentent qu'une partie de série (triasique ou jurassique ?) : la base de la série pélagonienne du Pelion Nord dans le cas de la série de Makrinitza, par exemple.

En revanche, les séries de Styra-Ochi et de Syros seraient comparables à des séries complètes d'affinités externes, ou peut-être internes (Styra-Ochi ? Ambelakia ?). Ces séries révèlent des évolutions comparables : épisode volcanique (triasique ?) à la base, marbres en plaquettes (Trias-Jurassique ou Trias-Crétacé ?), formations détritiques à olistolithes ophiolitiques (Volcano-Détritique du Malm, flysch crétacé basal ou crétacé supérieur-éocène ?) (*cf.* fig. 9 *in* Bavay et Bavay, 1980 et fig. 1 *in* Bonneau *et al.*, 1980 a).

La présence de métacherts à la base de la formation à olistolithes à Syros évoque le passage au Volcano-Détritique, mais des niveaux comparables sont également présents en association avec des petits conglomérats à éléments éruptifs (comme à Syros) sous un flysch à olistolithes supposé crétacé-paléocène, au Nord de Trikkeri, dans le Pelion Sud, par exemple (Crétacé des zones internes dans ce cas particulier).

Ces comparaisons n'impliquent en aucun cas qu'il s'agisse de séries homologues : elles ne sont là que pour essayer de dégager une signification aux successions lithologiques observées dans les séries HP/BT situées sous des nappes pélagoniennes.

Dans le cas de la série de Styra-Ochi, si l'existence de recristallisations métamorphiques antérieures à un certain Crétacé supérieur est une réalité (Maluski *et al.*, 1981), le problème de l'âge ne se pose pas : la série de Styra-Ochi doit alors être analogue (sinon homologue) à des séries telles que les séries maliaques-pagasitiques ou "béotiennes" à soubassement de type pélagique (dès le Trias ?). Cette dernière interprétation expliquerait le caractère flyschofide des dépôts postérieurement aux formations à olistostromes ophiolitiques. Les épaisseurs importantes fournies pour les séries de Styra-Ochi (Bavay et Bavay, 1980) seraient dues aux plissements et peut-être à la présence de plusieurs unités identiques.

Ces hypothèses ne sont pas équivalentes puisque dans un cas (série "béotienne s.l."), la série de Styra-Ochi aurait occupé une position infra-pélagonienne dès sa tectonisation, au cours du Crétacé-Eocène inférieur, alors que dans l'autre cas (séries maliaques), cette position n'aurait été acquise que lors des phases tertiaires. Mais les datations sont-elles valables ?

b. LES UNITES METAMORPHIQUES A MARBRES MASSIFS ET FLYSCH SUS-JACENT : LES UNITES DE L'OSSA ET D'ALMYROPOTAMOS.

Les séries de ces unités présentent un certain nombre de caractères communs : des marbres massifs, des poches de fer, des Nummulites dans le flysch ou à la base du flysch, mais aussi quelques différences comme la présence de marbres siliceux et de tufs à la base de la série de l'Ossa, mais ces éléments pourraient appartenir à une autre unité (Schmitt, comm. orale) (pour l'Ossa : Godfriaux et Derycke, 1978 ; Godfriaux et Pichon, 1980 ; pour Almyropotamos : Guernet, 1971 ; Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b ; Dubois et Bignot, 1978).

Les déformations tectoniques sont, semble-t-il, comparables dans les deux unités, où les phases transverses (CT 2 ou CT 1-2) sont fondamentales (mêmes auteurs).

Les fossiles présents dans les marbres de la série d'Almyropotamos (Mégalo-dontes, Rudistes, Actaeonelles : Katsikatsos, 1970, 1971) sont connus dans les séries des zones internes proches de l'Eubée du Sud ; cependant, l'âge du flysch (yprésé-lutétien à sa base ?) paraît relativement récent pour une telle série interne. Vrielynck (1982) cite de tels âges en Argolide, mais cela paraît être un fait local.

L'existence de structures transverses dans ces deux unités tendrait à prouver qu'il s'agit de zones plus internes que celle du Pinde, théoriquement non affectée par ces phases (Wigniolle, 1977, signale toutefois de telles structures dans le flysch du Vardoussia) : ce serait alors des unités pélagoniennes ou parnassiennes (Argyriadis *et al.*, 1976 ; Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b). Certains faits paraissent cependant assez troublants : si l'unité de Styra-Ochi, affectée par un métamorphisme important lors de la phase CT 2 (Bavay et Bavay, 1980 ; Maluski *et al.*, 1981), a recouvert l'unité d'Almyropotamos lors de la phase CT 1 (Katsikatsos *et al.*, 1976 a, b), cette série devrait être affectée par ce même métamorphisme de type "Schistes bleus" : cela mériterait d'être démontré.

S'il tel n'était pas le cas, il faudrait alors s'interroger sur l'âge de la phase de recouvrement de l'unité de Styra-Ochi sur celle d'Almyropotamos.

Quoi qu'il en soit, si les déformations transverses (CT 1-2) sont bien d'âge anté-auversien (Maluski *et al.*, 1981 pour Almyropotamos), les interprétations nécessaires pour envisager une structuration de la marge orientale du Gavrovo-Tripolitza dès cette époque, alors que la tectonisation de la zone pindique est datée de l'Eocène terminal, ne sont pas simples : il faudrait que le dépôt du flysch pindique se poursuive pendant le sous-charriage du Gavrovo-Tripolitza et que les déformations transverses n'affectent que les unités profondes (B 2, fig. 343).

Les hypothèses faisant de la série de l'Ossa une zone plus interne que la zone pindique se heurtent aussi à quelques difficultés :

- si l'on admet qu'il s'agit d'une série pélagonienne interne (tectonisée avant le Crétacé supérieur), les marbres supérieurs représenteraient une couverture crétacée discordante très particulière dans le secteur considéré, puisque dépourvue de restes ophiolitiques à sa base et de conglomérats variés en son sein ;

- si l'on considère qu'il s'agit d'une plate-forme en bordure orientale du Pinde ayant échappé à la tectonique précoce, on peut envisager plusieurs cas selon que cette plate-forme était attenante à la plate-forme pélagonienne, séparée d'elle vers le Dogger ou encore dès le Trias :

- + dans l'hypothèse où la plate forme aurait été isolée de la zone pélagonienne dès le Trias, le bassin intermédiaire devait être un bassin important ayant pour marges les séries du Koziakas (à l'Ouest) et les séries maliaques (à l'Est) en bordure occidentale de la zone pélagonienne. Cette hypothèse reste plausible dans l'état actuel des connaissances (A, fig. 342-343) ;
- + dans les autres hypothèses, il faut à la fois que la série du Koziakas située en bordure du Pinde puisse recevoir en abondance le "détritique béotien" dont il paraît représenter la semelle, et que la série de l'Ossa puisse échapper au passage de ces éléments détritiques : une hypothèse simple est d'admettre qu'il s'agit de seuils discontinus, qui n'existeraient pas, par exemple, au droit de l'Othrys (B 1, fig. 343).

4. SIGNIFICATION DU METAMORPHISME HP/BT TERTIAIRE LIÉ À LA PHASE TRANSVERSE, AFFECTANT LES UNITÉS DES HELLENIDES ORIENTALES.

Ce problème a déjà été abordé par de nombreux auteurs (*cf. infra*).

Le raisonnement porte en général sur les séries ou unités citées précédemment (paragraphe 3) : Ambelakia et Ossa, Makrinitza, Styra-Ochi et diverses séries des Cyclades.

• Certaines précautions doivent être prises avant de formuler un diagnostic :

- tout d'abord, nous avons vu que la signification paléogéographique et structurale des différentes séries et unités n'était pas établie clairement ; ceci donne, aux reconstitutions un caractère incertain ;

- ensuite, il faut s'assurer que toutes les paragenèses HP/BT sont bien d'âge tertiaire (même si les datations absolues indiquent de tels âges) : des indices sérieux de paragenèses HP/BT

Malm - Crétacé ont été obtenus pour la série de Styra-Ochi (Maluski *et al.*, 1981) ; des possibilités de tels âges existent pour la série de Makrinitza, même si les phases tertiaires sont évidentes (*cf.* ce mémoire) ;

- la notion de "Schistes bleus" a naturellement conduit à envisager des subductions :
 - + les schémas proposés par les géologues allemands (Altherr et Seidel, 1979 ; Jacobshagen, 1979) montrent de telles subductions. Jacobshagen *et al.* (1977) ont signalé des ophiolites obductées au Tertiaire, en partant de l'observation d'un chevauchement d'ophiolites sur un flysch crétacé-paléocène dans une île au Nord de Trikkeri (Pelion Sud), alors qu'il s'agit très certainement d'un petit chevauchement tertiaire d'ophiolites paléohelléniques (fig. 241) ;
 - + par la suite, les auteurs se sont intéressés aux caractéristiques de ce "plan de subduction" :
 - . Blake *et al.* (1981) ont considéré qu'il s'agissait d'un plan de subduction transverse, à pendage vers le Sud-Est, du fait de la présence de plis transverses et d'un métamorphisme apparemment plus accentué dans les Cyclades que dans les Hellénides septentrionales ;
 - . les modifications apportées par Bonneau et Kienast (1982) et Bonneau (1982) à cette hypothèse, à savoir la possibilité de glissements obliques le long d'un plan de subduction à pendage oriental, s'accorde mieux avec les faits observés au droit du Pelion (*cf. supra* ; paragraphe II, B, 2) ;
 - . les auteurs précédents (Altherr et Seidel, 1979 ; Jacobshagen, 1979 ; Bonneau, 1982) considèrent qu'il s'agit d'une véritable subduction dans la mesure où ils envisagent le plongement d'une croûte océanique (ou intermédiaire) en général pindique. Pour Katsikatsos *et al.* (*in* Dercourt *et al.*, 1977) et Vergely (1979), cette subduction serait en fait beaucoup plus précoce (phases paléohelléniques) et le métamorphisme tertiaire de la série de Styra ne se produirait pas dans un contexte de subduction typique.

. Le premier problème à résoudre est de déterminer si, lors du développement du métamorphisme HP/BT en question, la croûte plongeante était une croûte océanique ou une croûte plus ou moins amincie (qu'elle soit pindique ou non) : les éléments stratigraphiques disponibles ne me paraissent pas plaider en faveur de l'existence d'une véritable croûte océanique :

- aucun élément ophiolitique "obducté" ou remanié dans des formations détritiques ne paraît être d'âge tertiaire, au moins dans le cas des séries non métamorphiques connues dans les Hellénides ;

- les séries métamorphiques (Styra-Ochi et Syros par exemple) ne présentent que des éléments ophiolitiques resédimentés qui peuvent tout à fait provenir d'ophiolites jurassiques (*cf. supra* : affinités des séries de Styra-Ochi et de Syros).

Par ailleurs, les traces du volcanisme qui pourrait être lié à cette subduction paraissent bien peu abondantes.

Naturellement, les croûtes (amincies) du Pinde et/ou du Béotien ont dû être résorbées sous les zones internes pendant que se produisait l'écaillage des séries pindiques actuellement à l'affleurement : à quelle époque ce processus a-t-il commencé ? au Crétacé, au cours de l'Eocène (phase transverse), à la limite Eocène-Oligocène (phase dinarique) ?

Un fait à ne pas négliger est que les unités pélagoniennes et pagasitiques supérieures ont, elles aussi, été métamorphosées lors des phases transverses, même si les paragenèses typiques HP/BT n'y ont pas été observées (voir Pelion Nord). Une surcharge non négligeable devait donc être présente sur ces unités, actuellement sommitales, dans le Pelion. Une simple subduction pindique sous les zones internes ne peut expliquer ce dispositif : un enfoncement important du domaine pélagono-maliaque sous le domaine situé plus à l'Est devait également exister. Le problème du développement du métamorphisme HP/BT tertiaire déborde donc le simple problème de la subduction (?) pindique ou béotienne.

5. L'UNITE PARNASSIENNE EXISTE-T-ELLE AU NORD DU SPERCHIOS ?

a. Les faits en faveur de l'existence d'une plate-forme de type Parnasse (série néritique non affectée par les phases paléohelléniques, plus interne que la zone du Pinde) au Nord du Sperchios, sont les suivants :

- il n'existe pas de faciès de transition sur la bordure septentrionale des affleurements parnassiens laissant prévoir son interruption. Au Sud du Parnasse, de tels faciès existent (Penteoria : Ardaens, 1979 ; Celet, 1979) mais ceux-ci sont très peu représentés : leur absence au Nord pourrait donc ne pas être significative ;

- arguments structuraux : l'unité parnassienne présente un plongement général vers le Nord ou le Nord-Est, où sont conservées les klipptes de l'Iti, ce qui s'accorde avec un éventuel passage en tunnel sous l'Othrys. La réapparition des faciès parnassiens en bordure du Sperchios n'est due qu'à la présence de failles verticales.

Au droit de l'Iti, les séries béotiennes et pélagoniennes recouvrent même directement le flysch des séries du Vardoussia ou du Pinde, selon un dispositif proche de celui qui est connu au Nord du Sperchios ;

- enfin, je rappellerai le problème de l'unité de l'Ossa, qui pourrait représenter un élément parnassien au Nord du Sperchios malgré quelques différences lithologiques (absence de bauxites...).

b. En revanche, d'autres observations vont plutôt à l'encontre de l'existence d'une plate-forme de "type Parnasse" au Nord du Sperchios :

- tout d'abord, l'absence d'affleurements parnassiens au Nord du Sperchios montre qu'il n'y a pas "cylindrisme", au moins sur le plan structural. Une explication des différences observées doit donc être fournie ;

- la présence des séries de type Koziakas en contact intime avec les séries béotiennes crétacées n'est probablement pas le fait du hasard. Dans l'hypothèse où une barrière parnassienne continue aurait été présente dès le Trias, les deux séries se seraient déposées sur le bord interne de cette plate-forme ; leur passage au-dessus de cette plate-forme n'aurait entraîné que peu de perturbations dans leurs rapports (diverticulation éventuelle), alors qu'en Iti, ces séries sont laminées et qu'on ne trouve plus trace de leur soubassement (Wigniolle, 1977).

En bref, les données actuellement disponibles paraissent insuffisantes pour répondre à la question posée. Le seul témoin éventuel de l'unité parnassienne au Nord du Sperchios étant l'unité de l'Ossa, des précisions stratigraphiques sur les différentes formations de cette série et notamment sur la base du flysch, seraient, me semble-t-il, l'élément déterminant vis-à-vis de ce problème. Les ressemblances notées entre les séries de l'Olympe et de l'Ossa (Schmitt, comm. orale) m'inciteraient à placer cette dernière série à l'Ouest du Pinde (B 2, fig. 343).

Il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'une question fondamentale y compris pour l'interprétation du phénomène ophiolitique : dans le cas où la zone du Parnasse serait effectivement présente au Nord du Sperchios dès le Trias, on aurait alors la possibilité de placer le bassin maliaque en bordure occidentale de la zone pélagonienne, le Koziakas représentant la bordure interne de ce haut-fond de type parnassien (A, fig. 342-343).

En fait, cette discussion ne tient compte que de la disparition éventuelle du Parnasse au niveau du Sperchios : si l'on admet la possibilité de l'existence de hauts-fonds amygdalaires "parnassiens" successifs au Nord du Sperchios, il n'existe plus de barrière pour le "détritique béotien", qui peut atteindre facilement le Pinde ; et le Koziakas qui lui est lié peut alors représenter la marge pindique (B 1, fig. 343).

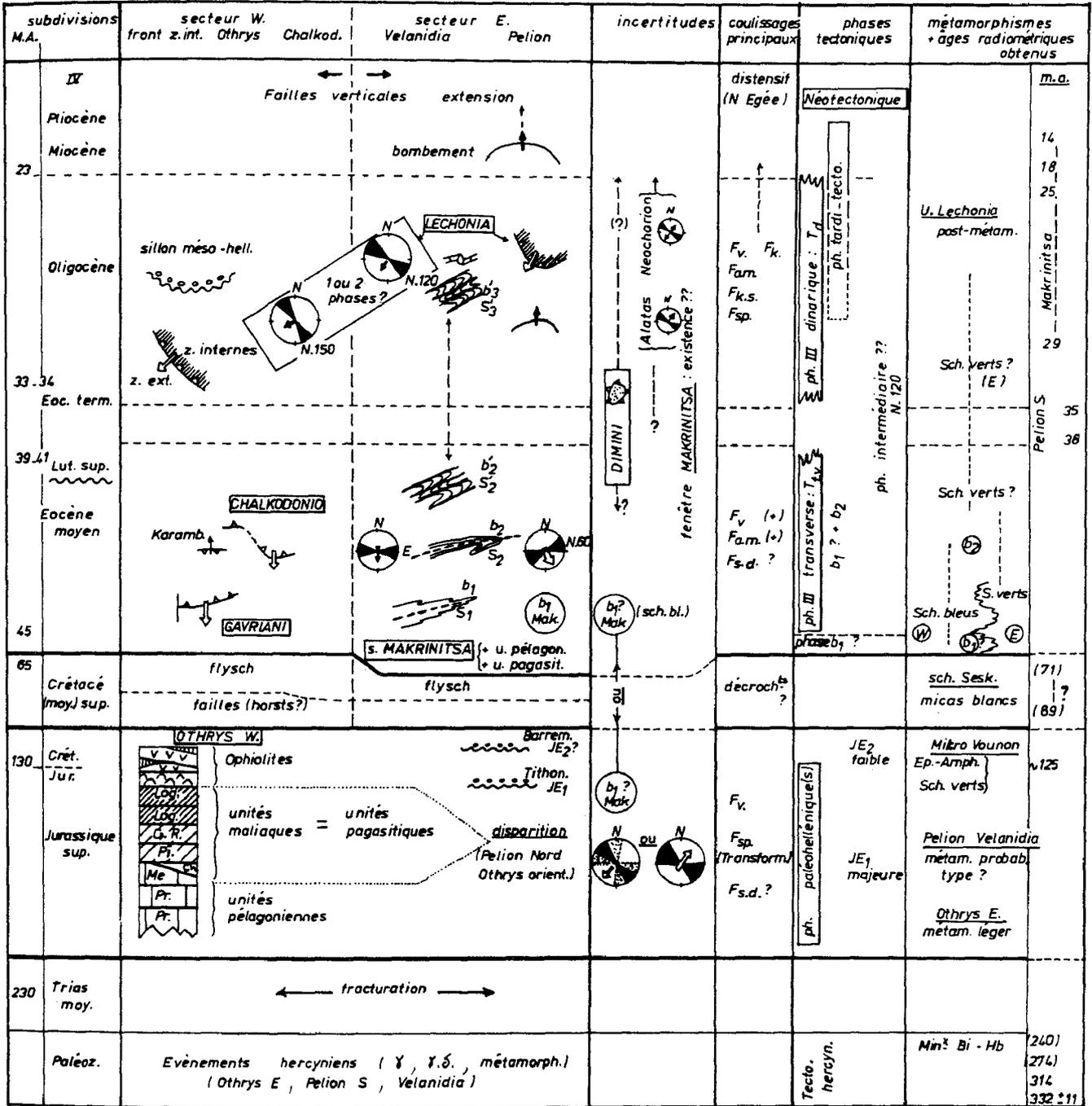


Fig. 336. - Tableau récapitulatif des déformations observées dans le secteur étudié.

Abréviations : la terminologie b₁ - b₂ - b₃ figurée ici n'est valable que pour la série de Makrinitisa (et éventuellement les séries pélagoniennes et pagasitiques des massifs du Pelion et de Velanidia).

U. paléohelléniques : voir Othrys (4^{me} partie, chap. IV).

Coulissages: voir fig. 283.

III. LA TECTONIQUE ANTE-CRETACE SUPERIEUR : LES PALEOHELLENIDES .

A. BILAN DES OBSERVATIONS.

1. LE DISPOSITIF STRUCTURAL PALEOHELLENIQUE SUR LA TRANSVERSALE ETUDIEE.

Ce dispositif est constitué par un empilement d'unités ophiolitiques et sédimentaires, métamorphiques ou non, dont l'âge anté-Aptien-Albien et post-kimméridgien p.p. a pu être déterminé avec certitude en Othrys (fig. 337).

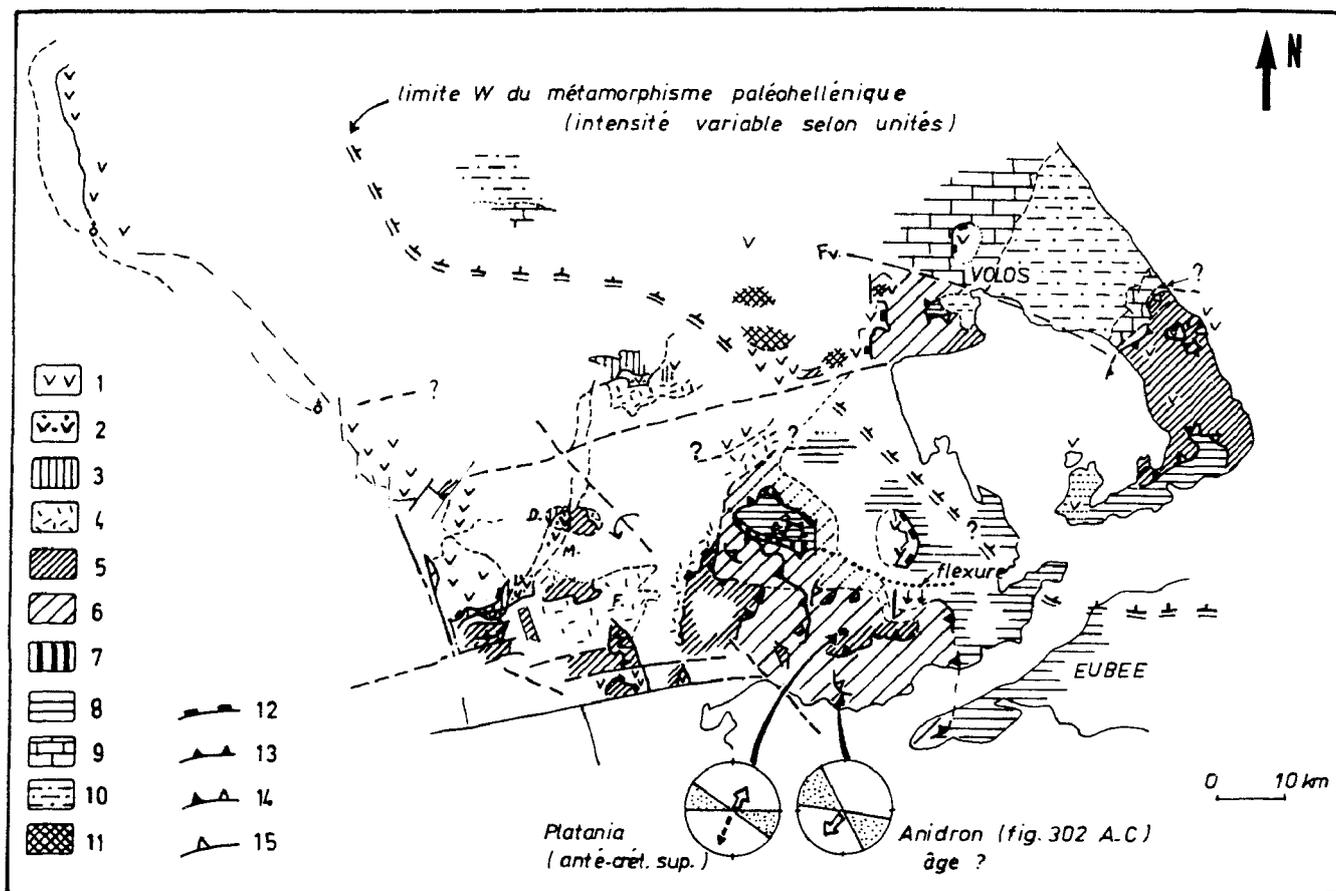


Fig. 337. - Structures rapportées à la tectonique paléohellénique.

1 à 4. Ophiolites. - 1. U. Mega-Isoma. - 2. U. de Metalleion (Harzb.). - 3. U. de Domokos (filonien). - 4. U. de Fourca (pillow). - 5 à 7. U. maliaques. - 5. U. de Loggitsion. - 6. U. de Garmeni Rachi et Pirgaki. - 7. U. de Chatala. - 8 à 9. U. pélagoniennes. - 8. U. du Messovouni et de Prosilia (Othrys centrale), d'Othrys orientale, du Pelion Sud (Pg 2), et de Paliouri (et probablement l'unité tertiaire de Dimini). - 9. U. du Pelion Nord (Pg 1). - 10. S. de Makrinitza (Pg 1 ou fenêtre tertiaire ?). - 11. U. métamorphiques parfois supra-ophiolitiques. - 12 à 15. contacts anormaux. - 12. limitant les unités ophiolitiques. - 13. limitant les unités maliaques et pélagoniennes. - 14. id^e 13 repris dans des contacts tertiaires. - 15. d'âge non précisé.

a. LES UNITES OPHIOLITIQUES.

Elles sont surtout représentées en Othrys occidentale, dans le massif du Saradsi entre Eretria et Aerinon et dans le Pelion-Sud. L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale apparaît lui-même formé par une superposition d'unités différentes du point de vue lithologique (2e partie, fig. 129).

Des unités péridotitiques isolées sont connues en divers lieux : en bordure du Sperchios (unité de Lamia-Agios Paraskevi) et en Othrys orientale (près de Vrinena) par exemple.

b. LES UNITES PALEOHELLENIQUES CONSTITUEES DE TERRAINS SEDIMENTAIRES NON METAMORPHIQUES (cf. p. 773 à 786).

Elles sont bien connues dans le massif de l'Othrys, où elles sont représentées par des séries maliaques (5 unités principales) mais aussi pélagoniennes (2 unités majeures).

Les séries triasico-jurassiques les plus pélagiques occupent la partie sommitale de l'édifice, et l'ordre entre les séries néritiques et pélagiques est toujours respecté (sauf lorsque la tectonique tertiaire est en cause : près de Pelasgia par exemple).

Quelques anomalies existent en bordure des structures transverses (Sperchios).

c. LES UNITES PALEOHELLENIQUES METAMORPHIQUES.

En raison de leur caractère métamorphique, l'âge anté-crétacé supérieur des unités rappelées ci-dessous n'est que probable ; c'est le cas :

- d'unités constituées de séries d'affinités maliaques :
 - + unité pagasitique orientale et unités sous-jacentes plus restreintes (Pelion Sud) ;
 - + unité pagasitique occidentale (massif de Velanidia) ;
- d'unités constituées de séries d'affinités pélagoniennes :
 - + unité de Paliouri (Pg 2 ? : massif de Velanidia) ;
 - + unité du Sarakiniko (Pg 2 : Pelion Sud) ;
 - + unité pélagonienne du Pelion Nord (Pg 1) .

Comme dans le massif de l'Othrys, les unités d'affinités maliaques sont situées entre les unités ophiolitiques sus-jacentes et les unités pélagoniennes sous-jacentes.

Si un métamorphisme anté-crétacé supérieur peut être clairement reconnu entre Mikro Vounon (au Nord de Farsala) et Velesinon, en revanche, les caractéristiques de ce métamorphisme au niveau des unités pagasitiques et pélagoniennes des massifs de Velanidia et du Pelion sont "masquées" par les effets des métamorphismes tertiaires.

d. IMPORTANCE DU DISPOSITIF OBSERVE.

Le dispositif structural d'Othrys représente, au niveau des Hellénides, le plus bel exemple connu s'agissant des "nappes" anté-Crétacé supérieur.

Des structures comparables paraissent exister en Iti (série de Latsinies ; Wigniolle, 1977) et en Argolide (Vrielynck, 1980, 1982). Cependant, en Iti et en Argolide, la tectonique tertiaire est intense . En Eubée, les unités qui rappellent les unités maliaques paraissent moins développées qu'en Othrys (fig. 338 et Katsikatsos, 1979).

En ce qui concerne les nappes métamorphiques, celles des massifs de Velanidia et du Pelion constituent probablement les exemples les moins douteux parmi les nappes métamorphiques précoces envisagées dans les Hellénides.

2. "LA" OU "LES" PHASE(S) PALEOHELLENIQUE(S) ?

a. LES DISCORDANCES.

Les sédiments d'âge jurassique terminal-néocomien sont rares dans le secteur étudié ; ils ne sont connus que dans le petit massif de Theopetra (fig. 171).

Cette série montre un changement brutal de la sédimentation, probablement avec lacune, entre le Berriasien et le Barremo-Aptien.

A Theopetra même, les niveaux de l'Oxfordien-Tithonique ne paraissent pas être particulièrement discordants sur les laves (ophiolitiques ?) sous-jacentes, dans la mesure où cela peut être déterminé ; mais plus au Nord-Est (Pichon, 1976), les niveaux de cet âge, souvent néritiques, sont plus nettement discordants (ils reposent sur les ophiolites et le soubassement pélagonien) (+).

D'après Mariolakos et Papanikolaou (1982), ces séries, d'âge jurassique terminal-crétacé basal, seraient en fait décollées de leur substratum. Cependant, la conservation de l'ordre stratigraphique et de la polarité de ces séries et leur âge particulier, font penser qu'il s'agit là de disharmonies importantes et non de nappes majeures.

Des événements plus récents, d'âge cénomanien par exemple, sont également marqués par la présence de conglomérats épais (Pichon, 1976).

b. LES DEFORMATIONS.

• En Othrys, la superposition des unités maliaques et pélagoniennes résulte incontestablement d'une seule et même phase.

Les sédiments présents à la partie supérieure de chacune des unités n'ayant jamais livré de niveaux d'âge néocomien franc, on peut penser que la phase responsable de cette superposition est d'âge jurassique terminal-crétacé basal, et plus spécialement kimméridgien-tithonique d'après les séries béotiennes, de Theopetra et d'Othrys (voir aussi annexes).

Les nappes ophiolitiques principales appartiennent très certainement au même dispositif que les unités maliaques.

Des unités ophiolitiques reposent parfois directement sur les séries pélagoniennes, comme en Othrys orientale, mais la disparition des unités maliaques est progressive et il ne semble pas qu'il s'agisse, dans ce cas, d'un épisode de déformation antérieur à la mise en place des unités maliaques.

• Au Nord des Hellénides orientales, deux phases de déformation anté-Crétacé supérieur ont été décrites : JE 1 et JE 2 (Vergely, 1976).

La première (JE 1) est une phase majeure synmétamorphique au cours de laquelle se mettraient en place certaines unités ophiolitiques (Vourinos par exemple), transportées du NE vers le SW. La seconde (JE 2) est caractérisée par des structures déversées en moyenne vers l'Est. Cette phase paraît moins importante, au moins dans le domaine pélagonien. D'ailleurs, les niveaux néocomiens sont toujours conservés sous des niveaux barrémo-aptiens ou crétacé supérieur, et jamais au coeur de structures anté-Crétacé supérieur.

En résumé, sur la transversale étudiée, il semble que le dispositif structural observé soit le résultat d'une seule et même phase majeure du Jurassique terminal (Berriasien p.p. à la rigueur ?) ; cela n'implique pas, a priori, une vergence particulière. L'existence au droit de l'Othrys de quantités importantes de débris ophiolitiques dans le flysch béotien dès le Tithonique-Berriasien plaide en faveur de cette interprétation.

Le problème de l'unicité ou de la pluralité d'origine des unités ophiolitiques dans le secteur étudié sera discuté plus en détail ci-après (paragraphe III, C).

B. INTERPRETATION : SENS DE DEVERSEMENT DES NAPPES PALEOHELLENIQUES MALIAQUES ET PELAGONIENNES.

L'existence de passage de faciès progressifs entre les séries maliaques et les séries pélagoniennes implique qu'il s'agisse de deux aires sédimentaires contiguës au Trias-Jurassique.

Le problème est donc de déterminer si le bassin maliaque était en position orientale ou occidentale par rapport à la plate-forme pélagonienne.

Une différenciation transverse paraît moins probable, même si certains éléments tels que la "Transversale du Sperchios" ou le "Cône sous-marin" représenté par la "Formation de Meterizia" sont de direction transverse (c'est-à-dire plus ou moins Est-Ouest).

(+) Voir Annexe n° 1

1. ARGUMENTS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE : RECHERCHE DES RACINES DES UNITES MALIAQUES.

a. OBSERVATIONS AU NORD DU SPERCHIOS.

La recherche de témoins des séries maliaques de part et d'autre de la zone pélagonienne est restée vaine :

- à l'Ouest, les déplacements tertiaires sont tels que l'éventuelle cicatrice maliaque ne peut qu'être masquée ;

- à l'Est du Pélagonien, deux sous-zones vardariennes sont susceptibles d'avoir fourni les unités maliaques :

+ la sous-zone d'Almopias (Mercier, 1968) : les rares niveaux anté-crétacés connus ne sont pas significatifs ;

+ la sous-zone de Peonias (Mercier, 1968) : des calcaires siliceux à Conodontes triasiques y sont connus (Kauffmann *et al.*, 1976) ; toutefois, les termes de passage à la série du Paikon semble être en place, et la série du Paikon elle-même présente des particularités que l'on ne retrouve pas dans les unités pélagoniennes constituant l'édifice structural d'Othrys (unités du Messovouni et de Prosilia). Aucun témoin ophiolitique n'est d'ailleurs connu dans la série du Paikon.

Relations entre les séries du Koziakas et les séries maliaques : malgré les ressemblances de faciès entre ces deux types de séries (passage entre une plate-forme et un bassin plus profond), il ne semble pas que ces séries soient homologues. En effet, la série du Koziakas ne paraît pas avoir subi plusieurs phases majeures de déformation, et les niveaux crétacé inférieur qui la surmontent seraient de type "béotien" (Jaeger, 1980). Or, on ne peut attribuer ces deux caractéristiques à une simple obliquité des phases tectoniques paléohelléniques qui auraient ou non affecté la même zone sédimentaire, étant donné la proximité de ces séries et l'intensité des déformations en Othrys.

Cela étant admis, il ne reste que deux possibilités :

- ou bien les séries maliaques et du Koziakas représentent respectivement les marges orientale et occidentale de la plate-forme pélagonienne (cette hypothèse explique facilement les différences entre les roches volcaniques triasiques de ces deux séries) ;

- ou bien les séries maliaques constituent la marge occidentale de la zone pélagonienne et les séries du Koziakas, l'une des marges du prolongement septentrional de la zone du Parnasse.

b. OBSERVATIONS AU SUD DU SPERCHIOS.

Au Sud du Sperchios, là où affleurent quelques témoins supposés de séries maliaques (en Eubée notamment ; *cf. supra*), la présence certaine de la zone parnassienne conduit à faire quelques remarques :

- les relations entre les zones pélagonienne et du Parnasse semblent être assez étroites jusqu'au Dogger : des bauxites sont présentes au Dogger dans les deux zones et le soubassement (connu) des séries béotiennes est néritique jusqu'au Dogger (Clément *in* Celet *et al.*, 1976). De ce fait, les arguments positifs manquent pour placer le bassin maliaque, différencié dès le Trias moyen, entre ces deux zones ;

- certains auteurs (Katsikatsos *et al.*, 1976 a) attribuent cependant les séries métamorphiques de Styra-Ochi (Eubée du Sud) et les séries maliaques, à un important bassin situé entre les zones pélagonienne et parnassienne. Dans ce cas, les ressemblances entre ces deux zones néritiques seraient fortuites.

En résumé, aucune cicatrice majeure contenant des restes indubitables de séries maliaques n'a pu être retrouvée.

2. ARGUMENTS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE : RECONSTITUTION DES PALEOPENTES RELIANT LE BASSIN MALIAQUE A LA PLATE-FORME PELAGONIENNE.

a. OBSERVATIONS FAITES EN OTHRYS.

L'argumentation qui porte sur le problème des "paléopentes" est probablement celle qui milite le plus en faveur d'une position occidentale du bassin maliaque par rapport au Pélagonien. Néanmoins, nous verrons que d'autres hypothèses -certes plus complexes- sont envisageables (fig. 341).

La méthode utilisée est de reconstituer, au sein de chacune des unités tectoniques, la direction et surtout le sens des pentes correspondant à l'aire sédimentaire considérée, pélagonienne ou maliaque. Ces "paléopentes" sont censées indiquer la position du bassin par rapport à la plate-forme (Ferrière, 1974 b ; Price, 1976 ; Smith *et al.*, 1979).

a1. Arguments fondés sur la nature des faciès (Othrys).

Cette analyse a déjà été abordée dans la deuxième partie de ce mémoire. Je résumerai donc rapidement les principaux résultats :

- unité du Messooumi : la comparaison des séries jurassiques du Flambouri et du Strimbos indique un approfondissement du bassin vers l'Ouest, ou mieux, vers le Nord-Ouest (fig. 86) ;

- unité de Chatala : l'évolution des faciès témoigne d'une augmentation des profondeurs vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Certaines comparaisons reposent cependant sur des datations qui mériteraient d'être précisées (*cf.* 2e partie, fig. 27) ;

- unité du Pírgaki et de Garmeni-Rachi : les faciès bréchiques, parfois granuloclassés, du Trias supérieur-Jurassique de ces unités sont, en théorie, un matériel de choix pour déterminer les "paléopentes" d'après la polarité des apports détritiques. Une étude détaillée de ces formations a été menée par Price (1977), dans l'unité de Garmeni-Rachi, qui considère que cette alimentation se fait d'Est en Ouest. Cette conclusion est malheureusement peu crédible du fait d'insuffisances notoires dans la méthodologie utilisée par cet auteur (*cf.* 2e partie, p. 246 à 253).

L'unité de Pírgaki montre des évolutions latérales relativement marquées de ces faciès bréchi-ques, bien que des absences tectoniques gênent cette étude. La taille importante des éléments détritiques et la faible épaisseur de l'ensemble de la formation bréchi-que à l'Est et au Sud de Pelasgia, par rapport au secteur plus occidental de Paleokerassea-Spartia, serait plutôt en fa-veur d'une alimentation et donc d'un approfondissement, d'Est en Ouest. Toutefois, vu la proxi-mité du Sperchios, on ne peut exclure des arrivées latérales de matériel grossier, ce qui ajoute encore au caractère incertain de ces interprétations.

Remarque : la reconstitution paléogéographique de la plate-forme carbonatée pélagonienne d'Othrys faite par Price (1976), qui aboutit à reconnaître des faciès externes à l'Ouest de cet-te plate-forme, ne peut être prise en compte dans la mesure où les comparaisons s'adressent à des niveaux d'âge très différents (Trias supérieur à Malm) et même à des formations appartenant aux unités maliaques (Werfëno-Anisien de l'unité de Pírgaki).

a2. Etude des slumpings et paleocourants (Othrys).

L'étude de ces structures a été abordée par Price (1976, 1977) Smith et Woodcock (1976), puis Smith *et al.* (1979). A priori, cette étude, qui n'est pas fondée sur des comparaisons entre éléments devant obligatoirement appartenir à la même unité, mais sur des données ponctuelles (statistiquement significatives), devrait être totalement concluante ; mais nous verrons que des incertitudes demeurent malgré tout.

Pour les premiers auteurs, les slumpings, reconnus essentiellement dans les niveaux péli-to-radiolaritiques présents à la base du "Volcano-Détritique" du Malm, et les paléocourants "obser-vés" dans la formation de Meterizia indiquent une pente avec approfondissement vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

Pour Smith *et al.* (1979), le problème est plus complexe : les figures sédimentaires obser-vées dans les formations antérieures au "Volcano-Détritique" ("Mélange") sont conformes aux con-clusions précédentes, mais en revanche les éléments présents dans ce "Mélange" auraient subi, au moment de leur dépôt, des déplacements sur des pentes s'approfondissant vers le Nord-Est, du fait du renversement des pentes au moment de l'avancée des nappes ophiolitiques (nappes venant du Sud Ouest, dans cette hypothèse). L'analyse des glissements de ces blocs du "Mélange" dans un sec-teur aussi restreint ne paraît pas pouvoir être généralisée.

b. OBSERVATIONS FAITES EN DEHORS DE L'OTHRYS.

b1. Massifs de Velanidia.

Les observations faites sur les séries pagasitiques (maliaques ?) de ce massif vont à l'encontre des conclusions tirées de l'étude de l'Othrys : les séries triasico-jurassiques les plus pélagiques paraissent être situées au Sud-Est et les plus néritiques au Nord-Ouest de l'unité pagasitique occidentale. Malheureusement, il s'agit là de séries métamorphiques ; les conclusions n'ont donc qu'une valeur relative.

b2. Argolide.

D'après les évolutions faciologiques reconnues, les séries d'Epidaure (pélagiques) proviendraient d'un bassin situé à l'Est des séries néritiques du Trapezona (Vrielynck, 1982). Le problème qui reste en suspens est de déterminer si les séries d'Epidaure sont bien les homologues des séries maliaques, et si les bassins correspondants occupaient une position comparable par rapport à la zone pélagonienne (en admettant que celle-ci soit plus ou moins continue du Nord au Sud des Hellénides).

c. INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS RELATIVES AUX ARGUMENTS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE.

Malgré les nombreuses insuffisances et incertitudes dans les reconstitutions des paléopentes reliant la plate-forme pélagonienne au bassin maliaque, les convergences dans les conclusions sont telles, au niveau de l'Othrys au moins, qu'on doit admettre l'existence de paléopentes s'approfondissant vers l'Ouest ou le Sud-Ouest au niveau du domaine de transition entre les zones isopiques maliaque et pélagonienne.

Cette conclusion est naturellement en faveur de la présence du bassin maliaque à l'Ouest de la plate-forme pélagonienne, cependant les études récentes concernant la formation des marges conduisent à atténuer ces conclusions.

Ainsi, l'existence de failles listriques, fréquemment envisagée pour expliquer la naissance et l'évolution de certains types de marges (Bally *et al.*, 1981) est un facteur de création de contre-pentes au sein de ces marges. Or, il faut bien reconnaître que les conclusions relatives à l'évolution des faciès, obligatoirement limitées à une seule et même unité, d'une part, mais aussi aux figures synsédimentaires ou de courants, d'autre part, ont été établies à partir de l'analyse de secteurs relativement limités dans l'espace, qui pourraient de ce fait correspondre à des blocs séparés au sein de la marge pélagono-maliaque (fig. 181).

Pour que ces conclusions deviennent totalement significatives, des analyses détaillées de l'ensemble des séries devront être effectuées, en s'adressant autant que faire se peut, à des tranches d'âge bien repérées, ce qui n'est pas toujours facile dans les unités du Pirgaki et de Garmeni Rachi notamment, mais devient désormais envisageable étant donné les résultats obtenus dans ce domaine (*cf.* 2e partie) et l'évolution des connaissances relatives aux Radiolaires triasico-jurassiques (De Wever, 1982).

3. ARGUMENTS LIES A L'ANALYSE TECTONIQUE EN OTHRYS.

a. LES PLIS ANTE-CRETACE SUPERIEUR DATES EN OTHRYS.

Les seuls plis qui soient datés avec certitude sont ceux de Platania, d'axe N 110 environ, à plan axial incliné vers le Sud-Ouest (fig. 47). Le déversement de ces plis se fait apparemment vers le Nord-Est (si la polarité est normale ; comme cela semble être le cas d'après Kozur). La signification d'ensemble de ces plis reste malgré tout incertaine (*cf.* discussion p. 788) : il pourrait s'agir, par exemple, d'un pli à signification très locale, ou d'une partie de pli à double déversement ("pli en éventail ou en champignon"). Par ailleurs, et c'est là un argument non négligeable, ces plis présentent des directions axiales proches de celles des plis voisins d'Anidron, à déversement vers le Sud-Ouest, mais d'âge indéterminé.

b. COMPARAISON ENTRE LES DEFORMATIONS DES TERRAINS CRETACES-PALEOCENES ET ANTE-CRETACES EN OTHRYS.

En Othrys centrale, les terrains triasico-jurassiques appartenant aux unités paléohelléniques sont affectés par de très beaux plis-failles déversés vers le Sud-Ouest ou l'Ouest. L'âge paléohellénique ou tertiaire de ces plis n'a pu être déterminé : les terrains crétacés situés à proximité ne montrent pas de tels plis majeurs déversés vers le Sud-Ouest, mais les unités de Loggitsion semblent également épargnées. On ne peut donc exclure l'hypothèse d'une disharmonie majeure au Tertiaire à la base de ces unités de Loggitsion.

L'analyse microtectonique des contacts tangentiels développés dans les unités pélagoniennes du Messovouni et de Prosilia révèle également des déplacements des unités supérieures vers le Sud-Ouest (axes b = N 150).

L'antériorité possible des linéations N 60, en général d'âge tertiaire dans le secteur considéré, par rapport aux structures de direction N 150, nous avait conduits à considérer qu'il était peu probable que cette dernière phase puisse correspondre à un événement paléohellénique (Ferrière et Vergely, 1976). Il faut cependant reconnaître que la chronologie de ces deux événements, présentée comme une possibilité dans cette publication, n'est toujours pas démontrée.

Dans le secteur proche du front des zones internes (secteur de Grammeni-Trilofon), les directions des couches sont transverses (NE-SW) par rapport à ce front de direction dinarique : c'est le cas par exemple des calcaires à Conodontes de Grammeni. Il serait tentant d'y voir l'effet des phases tertiaires transverses. Cependant, Courtin (1979) admet que ces déformations pourraient être d'âge anté-crétacé supérieur.

c. LES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES.

c1. Dispositif d'ensemble.

Les rapports entre les unités et les contacts tectoniques majeurs qui les limitent n'apportent pas, à mon sens, d'indication fondamentale, dans la mesure où ces contacts ont pu être déformés après la mise en place des unités, au Tertiaire naturellement, mais aussi juste avant la transgression crétacée. C'est ainsi que le plongement moyen des unités vers l'Ouest ou le Sud Ouest, qui existait avant la transgression albo-cénomaniennne, n'implique pas obligatoirement une origine (sud) occidentale de ces unités (Hynes *et al.*, 1972), des phénomènes de réajustement isostatique ayant certainement eu lieu après leur mise en place, en fonction des nouvelles superpositions réalisées et de l'érosion corrélative.

c2. La "fenêtre de l'Othrys" et les unités adjacentes.

Les rapports entre les unités pélagoniennes et maliaques, en Othrys centrale septentrionale, sont très étroits puisque les unités maliaques sont cisailées à leur base, juste à l'endroit où existaient des unités pélagoniennes surélevées avant le Crétacé supérieur, et qu'elles disparaissent progressivement vers l'Est (fig. 293 et 294).

Si l'on admet que ce cisaillement n'est pas d'âge tertiaire, ce dispositif s'explique simplement en considérant que les unités maliaques se sont déplacées d'Ouest en Est, et que le cisaillement s'est effectué lors de la rencontre avec un promontoire pélagonien (unités du Messovouni et de Prosilia), alors que les unités situées au Sud de ce promontoire sont restées complètes.

Cependant, cette explication simple n'est peut-être pas suffisante, car s'il existe bien des unités maliaques métamorphiques et des unités pélagoniennes majeures métamorphiques dans le Pelion (Pg 1 et Pg 2, fig. 280), des transports non négligeables ont dû avoir lieu, quelle que soit l'hypothèse envisagée (origine orientale ou occidentale des unités maliaques). Dans ce cas, les rapports particuliers entre deux unités voisines seraient dus au fait que ces unités ont pu être transportées "en masse" après leur premier contact, sans subir de nouvelles modifications, ou bien qu'il s'agit au contraire de caractéristiques tardives par rapport aux déformations anté-Crétacé supérieur.

c3. Les séries maliaques atypiques en bordure du Sperchios.

La série de Profitis Ilias, près de Lamia, est une série maliaque incontestable, qui présente des caractères intermédiaires entre les séries de Garmeni Rachi et de Loggitsion.

Cette série est par ailleurs coincée entre deux failles majeures (décrochantes ?) du Sperchios (F. sp. 1 et 2, fig. 283 et 301):

- Si l'on admet un transport des nappes maliaques vers le Nord-Est, on comprend facilement que les séries isolées par les failles aient pris un certain "retard" par rapport aux nappes principales.

- Dans le cas contraire d'une origine orientale des unités maliaques, on doit admettre que les unités maliaques typiques se sont peu déplacées par rapport à ces séries atypiques et que ce sont les séries pélagoniennes qui ont été sous-charriées, en glissant le long des failles F. sp., ce qui n'est pas impensable.

d. BILAN DES ARGUMENTS D'ORDRE TECTONIQUE (OTHRYIS).

Le dispositif structural observé en Othrys s'explique assez facilement en admettant une origine occidentale des unités maliaques et pélagoniennes (cisaillements autour de la fenêtre de l'Othrys, plis de Platania). Cependant, les plus belles structures chevauchantes visibles dans les terrains anté-crétacés et absentes dans les terrains crétacés révèlent des déversements vers le Sud Ouest : s'agit-il vraiment de disharmonies lors des phases tertiaires ?

4. ARGUMENTS LIES A L'ANALYSE DU METAMORPHISME PALEOHELLENIQUE.

La présence de blocs plurimétriques de calcaires marmoréens ou de marbres triasico-jurassiques à schistosité quelconque dans des mégabrèches crétacées à ciment peu recristallisé, en Othrys orientale, alors que les séries pélagoniennes sont intactes en Othrys centrale, indique que l'intensité des déformations et du métamorphisme paléohelléniques croissaient d'Ouest en Est.

Au Nord et à l'Est de l'Othrys, cette étude ne peut être menée car le métamorphisme tertiaire masque les recristallisations antérieures.

Le métamorphisme anté-crétacé semble diminuer au niveau du Paikon, puisque des fossiles du Malm (anté-ophiolitiques ?) y ont été décrits (Mercier, 1968). Toutefois, il s'agit probablement d'un ensemble différent des unités qui nous intéressent ici.

Cette évolution du métamorphisme paléohellénique en Othrys constitue l'un des arguments les plus intéressants en ce qui concerne la polarité de ces phases précoces : celui-ci est favorable à l'existence de mouvements d'Est en Ouest.

C. ORIGINE(S) DES NAPPES OPHIOLITIQUES.

1. POSITION DU PROBLEME DANS LES HELLENIDES.

L'idée de la présence de plusieurs axes ophiolitiques n'est pas récente, puisque Kober (1952) distinguait déjà deux groupes d'affleurements qu'il nommait I. R. O. (Inner Rad Ophit) et E. R. O. (Extern Rad Ophit).

Dans l'hypothèse des pluto-volcans (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Mercier, 1968), les affleurements nettement séparés devaient avoir des origines différentes : en Macédoine par exemple (Mercier, 1968).

Les concepts récents de nappes ophiolitiques ont conduit à s'interroger à nouveau sur l'unicité ou la pluralité d'origine des nappes ophiolitiques helléniques :

- le cas des ensembles de roches basiques et parfois ultrabasiques du secteur de Peonias a été plus ou moins séparé des autres ophiolites : ces ensembles présentent en effet des particularités pétrographiques et la zone du Paikon ne montre pas de témoins de nappes ophiolitiques. Les "ophiolites de Guevgueli" seraient donc enracinées dans la zone de Peonias (Bebien *et al.*, 1980). Ce pourrait être également le cas des ensembles basiques et ultrabasiques métamorphiques situés à l'Est de Thessalonique, dont l'âge n'est malheureusement pas connu avec certitude ; le problème est peut-être plus complexe qu'il n'y paraît puisque des ensembles rappelant des ophiolites existeraient au coeur du Serbo-Macédonien (Dimitriadis et Dixon, 1982).

- le problème essentiel qui reste posé est donc celui des ophiolites des zones internes situées à l'Ouest du Paikon, dans les secteurs d'Almopias et pélagono-maliaques. Pour certains auteurs, ces ophiolites appartiennent à un ensemble principal, originellement situé à l'Ouest (Dercourt, 1970 ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith, 1979) ou à l'Est de la zone pélagonienne (Bernoulli et Laubscher, 1972 ; Dercourt, 1972) ; pour d'autres auteurs, ces ophiolites appartiennent à des ensembles différents, provenant de bassins situés de part et d'autre de la zone isopique pélagonienne (Katsikatsos, Mercier et Vergely *in* Dercourt *et al.*, 1977 ; Vergely, 1979 ; Bebien *et al.*, 1980). Pour ces derniers auteurs, les origines de ces ensembles ophiolitiques seraient distinctes dans l'espace, mais aussi dans le temps (phases JE 1 et JE 2).

Selon Smith et Spray (1982), la présence de deux alignements ophiolitiques en Grèce serait due à l'existence, au Malm, d'un décrochement senestre majeur, de direction subméridienne, décalant deux parties d'un même bassin adjacent (à l'Ouest) à la zone pélagonienne (zone maliaque) avant les processus d'"obduction s.l."

Si l'ouverture de l'océan liguro-piémontais au Jurassique est susceptible d'avoir décalé de façon senestre le bloc apulien par rapport au bloc rhodopien-européen à cette époque, en revanche la trace de cet accident légèrement oblique par rapport aux zones isopiques n'apparaît pas à l'évidence.

Par ailleurs, si cela change l'idée que l'on peut se faire de la genèse de chacun des bassins ayant donné naissance aux ophiolites, cette hypothèse ne modifie pas les raisonnements concernant le sens de déversement des nappes ophiolitiques supra-pélagoniennes au Jurassique terminal (Crétacé basal).

2. ANALYSE DU PROBLEME DANS LE SECTEUR ETUDIE (OTHRYS, PELION, ETC...).

a. LES OPHIOLITES OBSERVEES ONT-ELLES UNE ORIGINE UNIQUE OU PROVIENNENT-ELLES DE SECTEURS (BASSINS) DIFFERENTS ?

Les ensembles ophiolitiques majeurs des massifs de l'Othrys et du Pelion reposent sur les unités maliaques ou les unités pagasitiques constituées de séries métamorphiques rapportées aux séries maliaques : une origine commune de ces ensembles est donc probable.

Quelques ensembles échappent à cette règle : c'est le cas des ophiolites situées au Nord du Volos et du corps péridotitique de Vrinena, en Othrys orientale, qui reposent directement sur les séries pélagoniennes. Ces ophiolites pourraient représenter les témoins d'une première famille ophiolitique différente de celles qui surmontent les unités maliaques. Cependant, cela n'est pas prouvé, car ces ophiolites supra-pélagoniennes ne sont jamais recouvertes par les unités maliaques typiques. De plus, le corps péridotitique de Vrinena apparaît juste à l'Est de la "fenêtre" de l'Othrys centrale, où les unités maliaques disparaissent progressivement vers le Nord-Est. Les traces sédimentaires de cet événement ophiolitique supposé "précoce" (par rapport aux ophiolites d'Othrys occidentale) manquent dans les séries maliaques.

En conséquence, la plupart des ensembles ophiolitiques présents dans le secteur étudié -et peut-être même la totalité de ceux-ci- doivent avoir une origine commune. Naturellement, ces ensembles ont probablement appartenu à des secteurs distincts de l'aire ophiolitique ; ils peuvent donc présenter des caractéristiques différentes (cas du corps péridotitique isolé de Lamia-Agios Paraskevi, lié à la "Transversale du Sperchios", par exemple).

b. DETERMINATION DE L'ORIGINE DES UNITES OPHIOLITIQUES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

b1. Analyse des unités ophiolitiques elles-mêmes.

Cette analyse n'apporte pas d'éléments déterminants quant à l'origine des unités ophiolitiques.

Des plis intra-ophiolitiques ont été décrits par Courtin (1979) en Othrys occidentale (plis hectométriques d'axe NE-SW). Malheureusement, la signification de ces plis n'est pas déterminée avec certitude.

La comparaison avec les massifs ophiolitiques les plus proches du secteur étudié s'avère être en revanche plutôt en faveur d'une origine orientale des ophiolites :

- en Macédoine par exemple, Vergely (1976, 1979) considère, sur des arguments micro-tectoniques, que les ophiolites supra-pélagoniennes orientales proviennent de l'Est, c'est-à-dire du secteur d'Almopias ;

- au Sud du Sperchios, une origine ultra-pélagonienne (orientale) des ophiolites d'Eubée centrale et d'Attique-Lochrade permet de mieux comprendre les affinités reconnues entre les séries pélagoniennes et parnassiennes jusqu'au Dogger.

Ce dernier cas n'a cependant qu'une valeur limitée en ce qui concerne l'Othrys-Pelion, car la présence de la "Transversale du Sperchios" interdit tout cylindrisme non démontré.

b2. Rapports entre les unités ophiolitiques et maliaques.

Quelques faits conduisent à penser que les ophiolites des massifs de l'Othrys et du Pelion constituent la partie distale (croûte océanique) du bassin maliaque, et que leur mise en place tectonique est contemporaine de celle des unités pélagono-maliaques paléohelléniques :

- les unités ophiolitiques principales reposent, dans la quasi-totalité des cas, sur des unités maliaques ou d'affinités maliaques (unités pagasitiques) ;

- des ressemblances existent entre les dispositifs structuraux paléohelléniques sédimentaires et ophiolitiques, ne serait-ce qu'au niveau des dimensions des unités. Des inversions apparentes dans le dispositif ophiolitique, où les pillow-lavas occupent la base de la superposition tectonique, s'expliquent facilement si l'on considère que ces laves constituaient la partie superficielle de la croûte océanique située à proximité des séries maliaques et débitée comme elles en unités peu épaisses (écaillages) ;

- certaines particularités géologiques peuvent être notées, tant dans les séries maliaques que dans les unités ophiolitiques : c'est le cas en bordure du Sperchios, où une unité péridotitique isolée (unité de Lamia-Agios Paraskevi) recouvre une série maliaque atypique (série de Profitis Ilias). Cette association suppose une contiguïté anté-tectonique entre sédiments et croûte océanique (probablement au niveau d'une "zone transformante") ;

- enfin, les éléments présents dans les formations volcano-détritiques chaotiques du Malm peuvent être rapportés soit aux unités ophiolitiques, soit à des séries rappelant les séries maliaques.

Cette interprétation peut être étendue aux ophiolites du secteur d'Eretria-Velanidia et du Pelion Sud (secteur étudié) et à celles d'Eubée centrale, qui reposent elles aussi sur des unités maliaques.

Le problème de l'origine des ophiolites citées se pose alors dans les mêmes termes que celui de l'origine des nappes maliaques.

c. REMARQUE SUR LES OPHIOLITES DU DOMAINE PELAGONIEN DEPOURVUES D'UNITES MALIAQUES A LEUR BASE.

De nombreux ensembles ophiolitiques helléniques ne présentent pas -semble-t-il- de séries maliaques à leur base : s'agit-il d'ensembles indépendants des ophiolites supra-maliaques ?

Les exemples ne sont peut-être pas aussi nombreux qu'il y paraît en première analyse ; ainsi, des témoins d'unités maliaques ou d'affinités maliaques semblent exister sous des ophiolites (fig. 338) :

- dans le Pinde septentrional, où Terry (1972) décrit des pillow-lavas amygdalaires triasiques comparables à ceux des unités de Loggitsion ;

- en Iti, où le dispositif est perturbé par la tectonique tertiaire (série des Latsinies : Wigniolle, 1977) ; en Lochrède, où Courtin a observé de tels faciès près de Tragana (Courtin in Courtin et Ferrière, en prép.) ; en Eubée centrale (Katsikatsos, 1979), et notamment près de Troupi (observation personnelle).

- en Argolide, où apparaissent les séries d'Epidaure, qui appartiendraient à un dispositif tectonique anté-crétacé supérieur (Vrielynck, 1982) ; mais il s'agit ici d'olistolithes ophiolitiques.

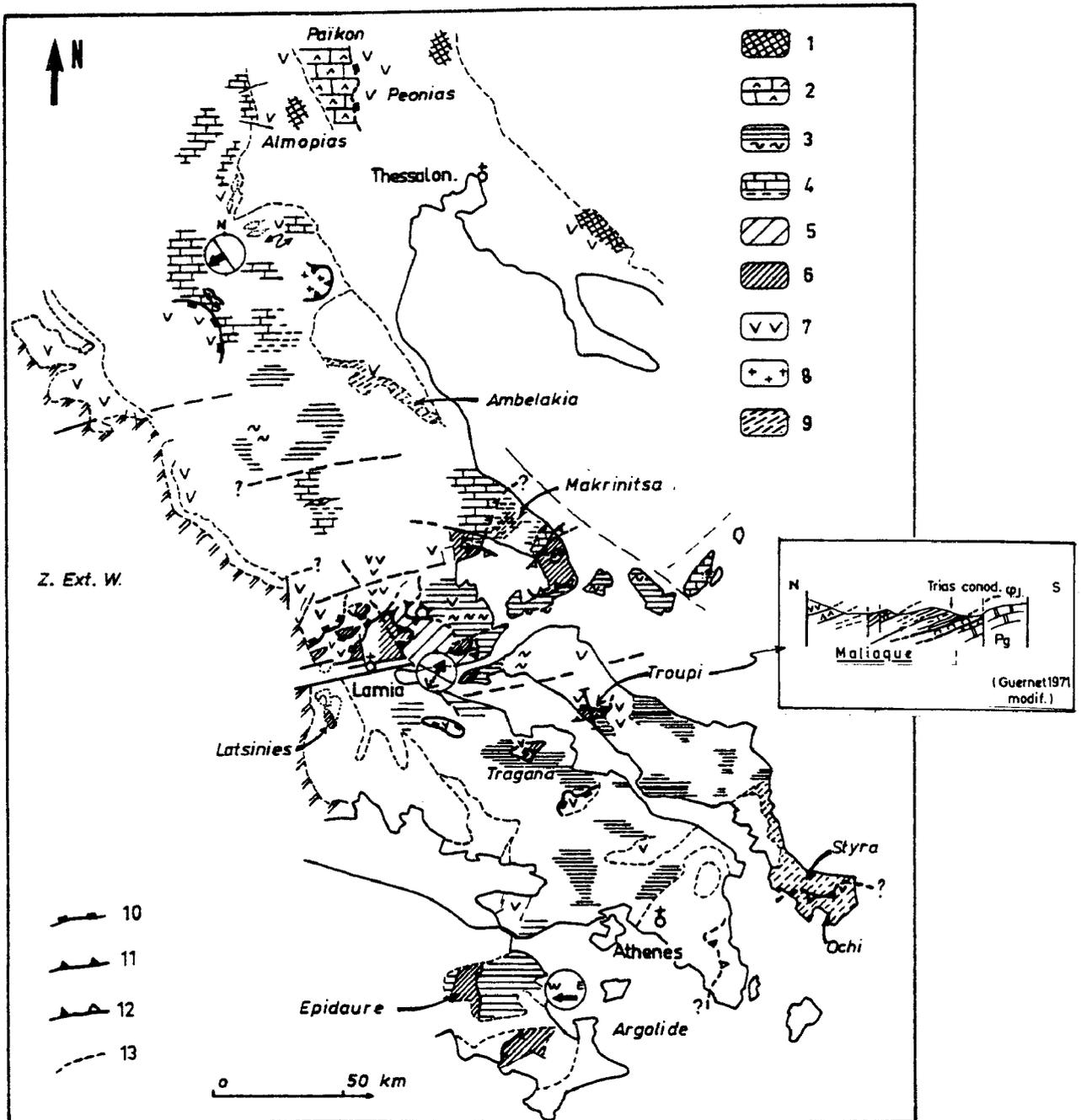


Fig. 338. - Structures rapportées à la tectonique paléohellénique dans les Hellénides.

1. faciès pélagiques des zones de Peonias et d'Almopias. - 2. zone du Paikon. - 3. U. pélagiennes à soubassement de schistes ocellés. - 4. U. pélagiennes à soubassement de schistes et metabasites (pour 3 et 4 il existe des incertitudes majeures ; différenciation surtout valable au Nord du Sperchios). - 5 et 6. U. maliaques. - 5. intermédiaires (Othrys). - 6. Supérieures d'Othrys, d'Eubée (Troupi) ; des Latsinies (Iti) ; d'Epidaure (Argolide). - 7. Ophiolites. - 8. U. du Kataphygon. - 9. séries à métamorphisme HP-BT tertiaire et peut-être anté Crétacé supérieur (Styra-Ochi surtout ?) 10 à 13. contacts anormaux. - 10. limitant les unités ophiolitiques. - 11. limitant les unités pélagiennes et maliaques paléohelléniques. - 12. contacts paléohelléniques repris au Tertiaire. - 13. localisation des contacts tertiaires.

Parmi les ensembles dépourvus d'unités maliaques à leur base, le cas le plus démonstratif par l'ampleur des affleurements paraît être celui du Vourinos et des ensembles satellites :

- des marbres siliceux, parfois roses, apparaissent au sommet des séries pélagiennes sous les ophiolites du Vourinos, près de l'église de Paleokastro, mais ceux-ci n'ont pas livré

de Conodontes. De telles formations ont été décrites également par Pichon (1976) plus au Nord, qui considère qu'il s'agit de la partie supérieure de la série pélagonienne ;

- par ailleurs, une masse de marbres massifs existe près de Paleokastro, entre les marbres siliceux et les ophiolites (Zimmermann, 1972 et observation personnelle) : il s'agit probablement d'une unité pélagonienne supplémentaire (présence du Lias à Orbitopselles : Mavrides, 1980) comme cela peut être observé en Othrys.

Quoi qu'il en soit, l'absence possible de séries maliaques à la base des ophiolites du Vouros ne signifie pas obligatoirement qu'il s'agit d'un ensemble indépendant des autres ophiolites : il ne faut pas oublier que ces séries ne sont parfois représentées que par quelques mètres ou dizaines de mètres de calcaires (près de Troupi en Eubée centrale, par exemple), entre des masses ophiolitiques énormes et les séries pélagoniennes sous-jacentes.

D. MECANISME DE MISE EN PLACE DES OPHIOLITES ETUDIEES.

1. NATURE DU PROCESSUS : OBDUCTION (COMBINEE A UNE SUBDUCTION OU NON) OU SUBDUCTION BLOQUEE ?

Le problème représenté par le charriage d'une croûte dense océanique sur une croûte légère continentale a souvent été évoqué durant la dernière décennie (Dewey et Bird, 1971 ; Coleman, 1971, 1977 ; Aubouin, 1977).

a. LE PREMIER MECANISME ENVISAGEABLE.

C'est celui de l'obduction au sens de Coleman (1971). Dans cette hypothèse, le charriage des ophiolites serait lié à une subduction se produisant sous la plaque sus-jacente recevant les ophiolites (fig. 339 A, A').

Cette solution a pour avantage de ne pas faire intervenir un bloc continental "poussoir" recouvrant plus ou moins les ophiolites : celles-ci constituent en effet, en règle générale, les unités sommitales du dispositif paléohellénique. En revanche, la cause précise du déclenchement du processus d'obduction n'apparaît pas clairement.

Ce processus implique une subduction sous la zone pélagonienne, à pendage vers l'Est dans le cas de charriages vers l'Est, et vers l'Ouest dans le cas inverse. Etant donné la largeur supposée de la zone pélagonienne (probablement supérieure à 150 km), une partie au moins de cette zone devrait avoir, au Dogger-Malm au moins, les caractéristiques d'un arc insulaire. Or, cela n'est pas évident, car les éléments volcaniques présents dans les formations pélagoniennes de cet âge semblent être pour l'essentiel des éléments resédimentés plus anciens (triasiques pour certains au moins).

Dans l'hypothèse d'un déplacement d'Ouest en Est des unités ophiolitiques, c'est ce mécanisme qui doit être retenu.

b. LE SECOND MECANISME ENVISAGEABLE.

C'est celui de la subduction bloquée lors de l'arrivée de matériel peu dense (croûte continentale) au niveau de la fosse de subduction (Davies et Smith, 1971 *in* Aubouin, 1977 ; Aubouin *et al.*, 1977 ; Aubouin, 1977, 1982 ; Vergely, 1979 ; Davies, 1977 ; Boillot, 1977).

Dans la mesure où la zone du Paikon présente certains caractères d'arc insulaire au Malm (volcanisme : Mercier, 1968), le processus le plus adapté, dans cette hypothèse, paraît être celui de la subduction de la croûte "maliaque", puis du bloc pélagonien, vers l'Est, sous une croûte océanique (100 à 150 km) solidaire de la plate-forme du Paikon (modèle voisin de celui de Boillot, 1977) (fig. 339 B, B').

Cependant, la présence, à la base du dispositif ophiolitique d'Othrys, d'unités ophiolitiques ayant probablement représenté une partie proximale (proche du continent) de la croûte océanique (blocs basculés, faciès néritiques isolés...) et d'une unité de pillow-lavas isolée (Fourca), conduit à penser qu'une partie au moins des unités ophiolitiques provient de la plaque inférieure subductée (subduite).

Dans l'hypothèse de l'éperon océanique solidaire du Païkon, il reste encore deux problèmes à résoudre :

- que sont devenues les séries constituant la marge entre cet éperon de croûte océanique et l'arc du Païkon ? Dans l'interprétation de Boillot (1977), ces séries étaient représentées par les séries maliaques : ceci paraît peu vraisemblable, les unités maliaques étant sous les ophiolites ;

- pourquoi la subduction naît-elle à la limite de deux croûtes océaniques, alors que les zones de faiblesse majeure devraient être entre les croûtes océanique et continentale ?

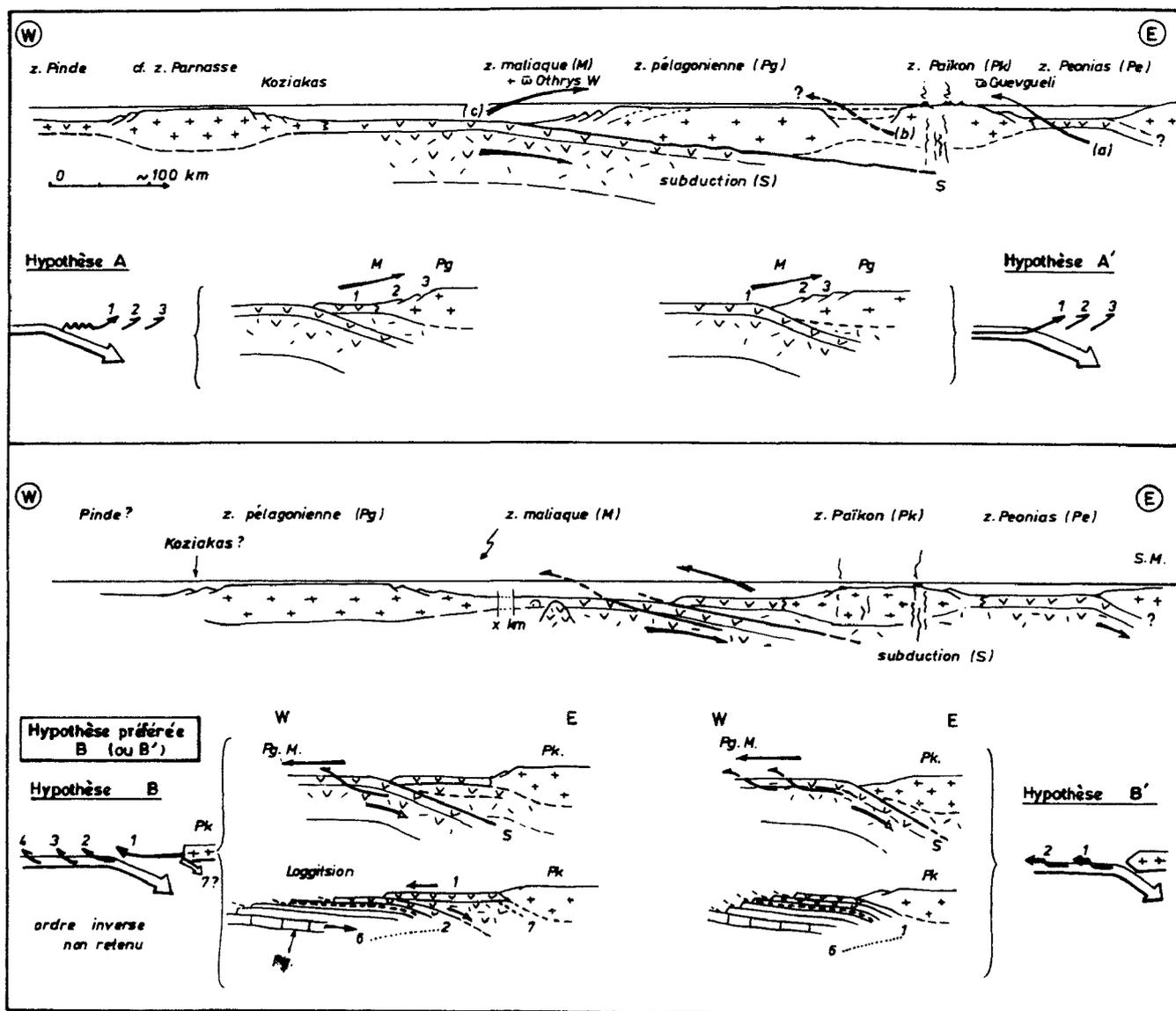


Fig. 339. - Mécanismes possibles de mise en place des ophiolites d'Othrys occidentale.

Hypothèses A et A' : mouvements d'Ouest en Est. - l'hypothèse A' représente l'obduction combinée à une subduction au sens de Coleman. - l'hypothèse A. a été envisagée par Smith et Woodcock, 1979 pour l'Othrys.

Hypothèses B et B' : mouvements d'Est en Ouest. - Les mécanismes impliqués paraissent plus logiques que ceux des hypothèses A et A' (voir texte). - B est l'hypothèse préférée.

Les numéros indiquent l'ordre de formation des unités (déterminé d'après l'analyse du Volcano-Détritique).

Dans l'hypothèse où toutes les ophiolites proviendraient de la plaque subductée, ce qui équivaut à dire que la fosse de subduction aurait été située contre la croûte continentale de la zone du Paikon, ces difficultés disparaissent. En revanche, il faut alors expliquer la portée des nappes ophiolitiques : au moins 100 à 150 km sur le Pélagonien, sans faire plonger la plate-forme pélagonienne trop profondément dans la zone de subduction, puisque les parties externes de cette zone ne sont pas métamorphiques.

Une hypothèse mixte sera proposée (fig. 339 B et 5e partie). Nous verrons que, là encore, le déclenchement du mécanisme d'écaillage n'est pas clairement déterminé.

2. ANALYSE DETAILLEE DU PROCESSUS DE MISE EN PLACE DES NAPPES OPHIOLITIQUES ET DES NAPPES SEDIMENTAIRES ASSOCIEES.

a. INFORMATIONS ISSUES DE L'ANALYSE DE LA SUPERPOSITION DES UNITES.

Qu'elles soient ophiolitiques ou sédimentaires, les unités paléohelléniques ont en général une polarité interne normale. Les processus tectoniques impliqués ne peuvent donc faire appel à de grands plis couchés, comme cela a été envisagé pour les nappes ophiolitiques de Nouvelle Calédonie (Avias, 1977 ; voir aussi Celet *et al.*, 1980).

Les unités présentes à la base de la nappe ophiolitique principale d'Othrys occidentale ne constituent pas un ensemble d'écaillages et de copeaux désordonnés qui auraient été écrasés et dispersés sous cette nappe fondamentale ; au contraire, les unités sédimentaires sont empilées dans un ordre régulier, allant des plus pélagiques au sommet aux plus néritiques à la base. Les altérations de ce dispositif proviennent de la disparition totale ou partielle de certaines unités, que cette disparition soit d'origine tectonique (cas le plus fréquent) ou qu'elle corresponde à des variations d'épaisseur d'ordre sédimentaire, comme c'est le cas pour la "Formation de Meterizia" (cône sous-marin) des unités de Pírgaki et Garmeni Rachi, qui disparaît plus ou moins au Nord de l'Othrys.

La partie distale de la marge n'est pas la seule qui soit affectée par l'"écaillage" conduisant à la formation des unités paléohelléniques : la plate-forme pélagonienne est également affectée. Cela est net en Othrys centrale (unité du Messovouni et unité(s) de Prosilia) et probable dans le secteur métamorphique (unité du Pelion Nord (Pg 1) et unité du Sarakiniko dans le Pelion Sud (Pg 2)).

Le dispositif ophiolitique est plus difficile à analyser :

- l'unité des pillow-lavas de Fourca est à la base de l'ensemble : cela implique un "écaillage" superficiel de la croûte océanique, soit par diverticulation à partir d'une nappe ophiolitique majeure, soit par simple "râclage" de la croûte océanique (alors en place) au front des nappes ophiolitiques sus-jacentes ;

- l'intercalation des unités harzburgitique de Metalleion et filonienne de Domokos, entre les pillow-lavas de Fourca et l'unité ophiolitique principale de Mega Isoma, correspond très probablement à un trait originel propre à la croûte océanique (horst, bloc basculé...) et non pas à une particularité tectonique (Courtin et Ferrière, en prép. ; cf. fig. 181). Ce "horst" serait comparable, en plus petit, à une structure telle que le banc de Gorringe, long de quelque 200 km (Auzende *et al.*, 1979 ; groupe Cyagor II, 1982 ; Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle *et al.*, 1982).

b. INFORMATIONS APPORTEES PAR L'ETUDE DES FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES DU MALM.

Les formations volcano-détritiques chaotiques du Malm ont été décrites en détail dans ce mémoire (cf. 2e partie, chapitre IV, B, p. 281-310).

Ces formations ne sont pas réparties de façon uniforme sur les unités paléohelléniques : seules les séries des unités intermédiaires d'Othrys en sont abondamment pourvues (unités de Pírgaki, de Chatala et du Messovouni) ; l'unité pagasitique orientale est également riche en Volcano-Détritique, mais celui-ci est métamorphisé. On peut imaginer que ces séries "intermédiaires", situées dans une zone de faiblesse de la croûte, ont été déprimées lors de l'avancée des nappes avant d'être elles-mêmes tectonisées.

Les éléments présents dans les formations volcano-détritiques ont des faciès que l'on retrouve dans les unités ophiolitiques et dans les unités maliaques de type Loggitsion. Pour ma part, je n'ai pas observé d'éléments provenant des unités de type Garmeni Rachi-Pirgaki ou des unités pélagoniennes. En conséquence :

- la structuration du dispositif a très probablement débuté du côté distal du bassin affecté (ophiolites et séries de type Loggitsion).

On doit donc exclure, par exemple, un processus qui aurait commencé par la tectonisation des unités pélagoniennes progressivement sous-charriées sous les autres unités, en allant du pôle continental au pôle océanique ;

- dans le cas d'une tectonisation débutant du côté océanique, l'absence d'éléments des unités maliaques de type Garmeni Rachi-Pirgaki dans les formations chaotiques pélagoniennes par exemple, s'explique en admettant que les nappes majeures ophiolitiques et leur semelle d'unités de Loggitsion ont dépassé rapidement les séries de Garmeni Rachi-Pirgaki. Celles-ci ont été emportées sous forme d'unités tectoniques à la base du dispositif tectonique, et non poussées à l'avant de celui-ci (du fait d'un écaillage retardé).

Je n'ai pu déterminer la polarité de l'alimentation de ces formations chaotiques : certains auteurs ont décrit des slumps indiquant, selon eux, une alimentation d'Ouest en Est à l'Est d'Anavra (Smith *et al.*, 1979). Cette conclusion me paraît hasardeuse. En Argolide, Vrielynck (1982) reconnaît une évolution de la taille des éléments présents dans le Volcano-Détritique : il conclut à une alimentation d'Est en Ouest.

Dans le cas d'une mise en place en deux temps (JE 1 et JE 2) des ophiolites (Vergely, 1976), les séries d'Othrys n'étant tectonisées que lors de la deuxième phase (JE 2), on devrait observer des témoins sédimentaires de la première obduction sous le Volcano-Détritique à éléments ophiolitiques et maliaques (supposés). Si l'on considère que les ophiolites dues à JE 1 (Vourinos, etc...) surmontaient l'ensemble du Pélagonien métamorphisé lors de cette phase, on voit que cela devait représenter des nappes majeures. L'absence de ces témoins sédimentaires précoces plaide en faveur d'un mécanisme unique de mise en place des ophiolites du domaine pélagono-maliaque. L'hypothèse d'une succession de deux phases de polarité contraire subcontemporaines (d'où un seul Volcano-Détritique) se heurte à d'autres difficultés (non superposition Maliaque sur ophiolites).

c. LA TRANSVERSALE DU SPERCHIOS : UNE PALEOZONE FAILLEE TRANSFORMANTE ?

Les séries triasiques et jurassiques situées le long de la Transversale du Sperchios révèlent une histoire complexe, caractérisée par une activité géologique intense : brèches, lacunes, formations détritiques, laves et trachytes triasiques, diabases (non datées), métamorphisme léger. Ces caractères sont ceux d'un secteur marqué par des hétérogénéités topographiques, compatibles avec la présence de failles actives.

Des éléments péridotitiques isolés (unité de Lamia-Agios Paraskevi) recouvrent localement certaines des séries maliaques atypiques appartenant à cette transversale du Sperchios : comme il est peu probable que ce soit là un résultat aléatoire de la tectonique générale, puisque le dispositif d'ensemble présent juste au Nord est différent, on doit admettre que les failles du Sperchios avaient un lien intime avec des péridotites. Le plus simple est d'admettre que ces failles, ou leurs prolongements, affectaient la croûte océanique du bassin maliaque.

Dans cette hypothèse, la "Transversale du Sperchios" peut être assimilée à une zone faillée évoluant en zone transformante lors de la création de la croûte océanique, au début du Jurassique (?) (Aubouin et Dercourt, 1975 ; Ferrière, 1979 a).

Lors du charriage de la croûte océanique, cette structure a naturellement eu sa propre dynamique :

- des signes d'activité précoce (olistolithes) se manifestent avant le dépôt des formations volcano-détritiques ;

- des jeux en décrochement simple doivent accompagner la mise en place des nappes le long des différentes failles (F. sp. 1 à 4) ;

- des recouvrements obliques et limités de ces failles par des nappes du dispositif principal (Fourca) semblent se produire (près de Kastri par exemple, mais l'âge des mouvements n'a pu être prouvé ; voir aussi Courtin et Ferrière, en prép.).

d. LE MECANISME DE MISE EN PLACE DES OPHIOLITES : BILAN DES INFORMATIONS.

On peut décomposer le processus de la façon suivante (d1 à d5) (fig. 340, A à D) :

- d1. le bassin maliaque-ophiolitique atteint son maximum d'extension. Des amphibolites ont déjà pu se former dans des secteurs privilégiés (failles transformantes du Sperchios ; quelques écaillages précoces parallèles à la zone d'expansion) ;
- d2. les premiers signes d'une activité géodynamique majeure se manifestent : naissance d'une zone de subduction dans un secteur particulier du bassin maliaque (différent selon les hypothèses envisagées) ; activité accrue au niveau de zones particulières telles que la zone transformante du Sperchios, où des phénomènes de resédimentation de blocs (olistolithes) se développent (série de Profitis Ilias) ; développement d'amphibolites.

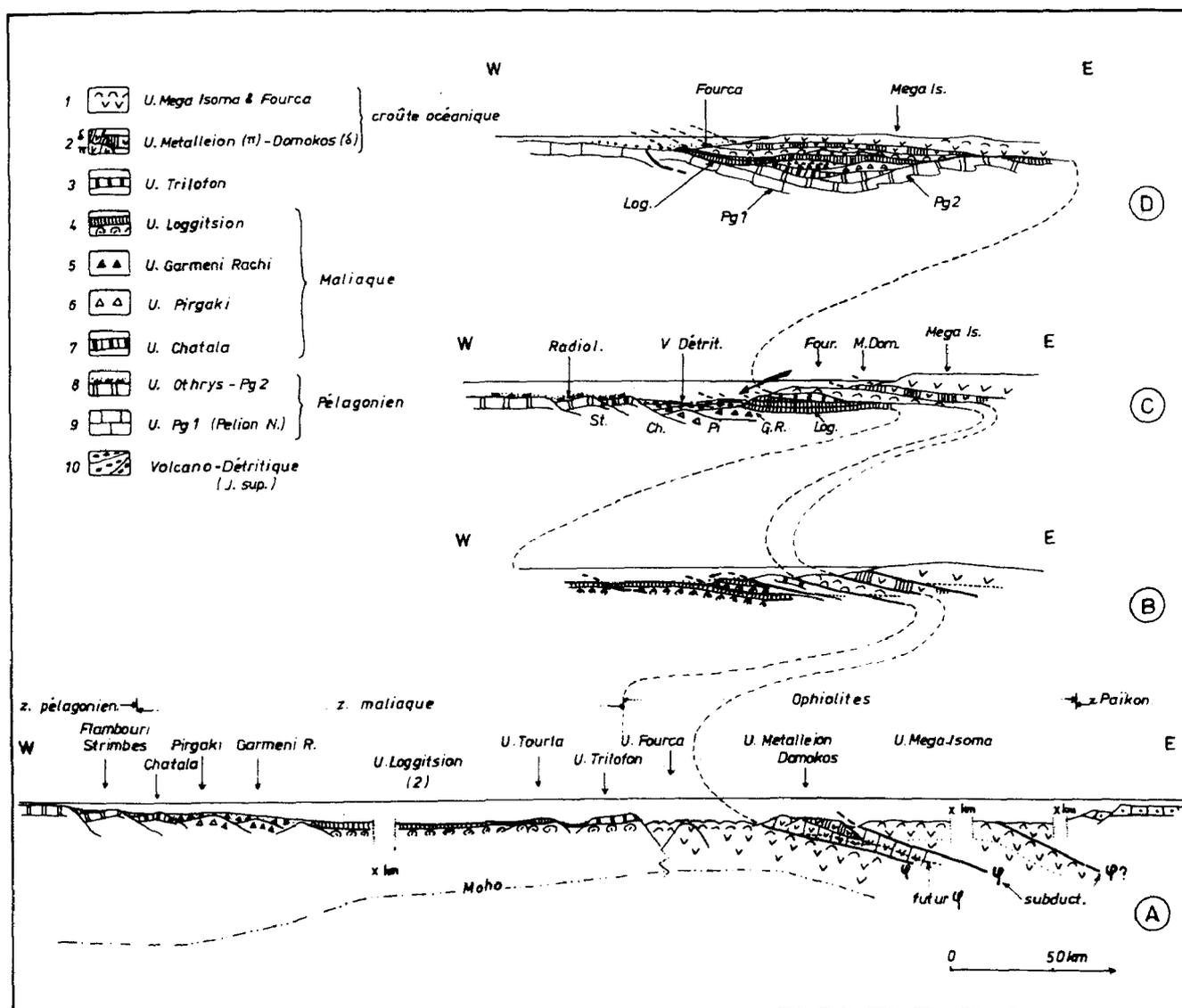


Fig. 340. - Relations entre la mise en place des unités paléohelléniques et la genèse du Volcano-Détritique au cours du Malm.

A. état au Dogger-Malm inférieur. - B à D. développement au cours des phases paléohelléniques du Kimmeridgien-Tithonique. Le dessin représente le cas d'une origine orientale des unités, mais les dessins sont valables dans l'hypothèse contraire (en dehors de la coupe de départ A).

Echelle des hauteurs exagérée (voir fig. 181).

d3. les premières unités se forment par écaillage de la croûte océanique (unités de Mega Isoma, de Domokos-Metalleion) (fig. 340 A) et des séries maliaques (unités de Trilofon et de Loggitsion, comprenant les unités de Kalamakion, Agrilia, Tourla et Grammeni) (fig. 340 B).

A l'avant de ces unités, se développent les formations chaotiques volcano-détritiques (fig. 340 C).

Le point de départ de cette tectonisation correspondrait :

- soit au début du fonctionnement de la zone de subduction ; dans le cas du processus de "subduction bloquée", se développerait alors une sorte de "prisme d'accrétion" comprenant toutefois des unités de croûte océanique non négligeables à la partie supérieure ;

- soit à une difficulté quelconque d'enfoncement de la plaque plongeante : blocage profond ou obstacle superficiel, tel que l'arrivée d'une croûte océanique hétérogène au niveau de la fosse (centre d'expansion, croûte située à proximité de la croûte continentale, blocs basculés...) ;

d4. les séries de la marge pélagono-maliaque sont rapidement recouvertes par les unités ophiolitiques et les unités de Loggitsion, qui sont les seules à fournir des éléments aux formations volcano-détritiques pélagoniennes (fig. 340 D).

Les unités débitées aux dépens des séries de Garmeni Rachi-Pirgaki, de Chatala et des séries pélagoniennes sont entraînées sous les nappes supérieures et non à l'avant de celles-ci.

Des particularités locales (surélévation des unités basales en Othrys centrale septentrionale par exemple) entraînent des disparitions d'unités à la base du dispositif. D'autres disparitions d'unités peuvent être imputées à des prédispositions paléogéographiques. Cependant, le dispositif reste ordonné : les polarités des unités demeurent normales, et les unités pélagiques reposent toujours sur des unités plus néritiques.

Le long des failles transformantes du Sperchios, des compressions locales entraînent des dislocations de la croûte océanique précédemment affectée par ces failles : l'unité péridotitique de Lamia-Agios Paraskevi serait un témoin de ces dislocations.

Le métamorphisme se développe localement au cours des épisodes d3 et d4, mais il est surtout bien représenté, au Nord des Hellénides, au sein des séries pélagoniennes les plus basses du dispositif. Le métamorphisme connu est surtout de faciès Schistes verts et Epidote-Amphibolite, et non pas "Schistes bleus". Des traces de métamorphisme -non daté- existent également en bordure du Sperchios ;

d5. des réajustements isostatiques se produisent, des bombements se forment lors de la relaxation des contraintes, mais les ophiolites d'Othrys occidentale restent les éléments les plus hauts du secteur, lors de la transgression crétacée.

E. LA VERGENCE DES NAPPES PALEOHELLENIQUES : BILAN DES OBSERVATIONS ET CONCLUSIONS.

1. LES BASES DU RAISONNEMENT.

a. LES FAITS ET DISCUSSIONS PRECEDEMMENT RAPPORTES ME CONDUISENT A PRIVILEGIER CERTAINES INTERPRETATIONS.

J'admets tout d'abord que la croûte océanique correspondant aux ophiolites d'Othrys occidentale représente la partie distale du bassin maliaque et que la mise en place (tectonique) de ces ophiolites est contemporaine de la genèse des unités maliaques et pélagoniennes paléohelléniques

Par suite :

- j'admets qu'il en est de même dans le secteur étudié pour la totalité des ophiolites surmontant les unités pagasitiques d'affinités maliaques (Pelion-Velanidia) ;

- je suggère qu'il en soit ainsi pour les ophiolites surmontant directement les séries pélagoniennes, et situées à proximité d'unités maliaques, sans être recouvertes par celles-ci (cas des péridotites d'Othrys orientale et du Pelion Nord ?)

par extension, je retiendrais de telles conclusions pour les ophiolites situées dans des contextes voisins : Pinde du Nord, Eubée et peut-être Iti (fig. 338).

Je considère que la mise en place des unités anté-Crétacé supérieur du secteur étudié correspond à la première phase de charriage de la période paléohellénique et qu'il s'agit de la phase principale : pas de sédiments datés du Néocomien -à ce jour- dans les contacts, pas de traces d'un détritique ophiolitique important avant la formation du Volcano-Détritique à blocs d'origine -supposée- maliaque. Ce serait la phase JE 1 de Vergely (1976).

b. CONSEQUENCES : LES HYPOTHESES NON RETENUES (ORIGINE MIXTE).

Les bases de raisonnement admises excluent les hypothèses mixtes telles que celle que j'avais moi-même proposée (Ferrière, 1974 b) ou celles développées par Vergely (1976, 1979), surtout si la deuxième phase de mise en place supposée correspond à une phase tardive (JE 2) (un seul détritique ophiolitique, pas de Néocomien dans les contacts...).

Dans le cas où cette deuxième phase serait la continuation immédiate de la première au Jurassique terminal, les arguments stratigraphiques seraient moins déterminants. Cependant, je ne retiendrais pas cette hypothèse dans la mesure où les nappes ophiolitiques dues à la phase JE 1, importantes puisqu'un métamorphisme accompagne la mise en place de ces unités sur le Pélagonien, ne sont jamais chevauchées par les unités maliaques (alors que la période d'érosion entre les deux phases est courte dans cette hypothèse).

2. CHOIX ENTRE LES HYPOTHESES RESTANTES : ORIGINE ORIENTALE OU OCCIDENTALE DES OPHIOLITES DU DOMAINE PELAGONO-MALIAQUE.

L'hypothèse de déversements d'Ouest en Est (hyp. A, fig. 339), liée à la présence d'un bassin maliaque à l'Ouest de la plate-forme pélagonienne, permet d'expliquer assez simplement les observations faites en Othrys (plis de Platania, rapports entre les unités en Othrys centrale, variations de faciès, slumpings...).

L'existence d'une plate-forme de type Parnasse au Nord du Sperchios, nécessaire pour expliquer la non identité des séries d'Othrys et du Koziakas (série de type externe) ne repose sur aucun fait d'observation. Cela permet toutefois de trouver une explication simple pour l'unité de l'Ossa (affectée par des déformations tertiaires transverses).

Dans l'autre hypothèse (déversements d'Est en Ouest, hyp. B, fig. 339), la reconstitution de la marge pélagono-maliaque fait intervenir des hypothèses plus complexes (contre-pentes dues aux failles listriques ; fig. 181) et les déformations transverses de l'unité de l'Ossa ne trouvent pas d'explication simple.

En revanche, dans cette même hypothèse (hyp. B), l'accroissement vers l'Est des recristallisations paléohelléniques en Othrys orientale paraît logique. De même, les caractères de cicatrice du secteur d'Almopias (même si de nombreux rejeux sont intervenus) et d'arc insulaire du Paikon entrent assez bien dans le schéma de subduction vers l'Est, bloquée par l'arrivée de la croûte légère pélagonienne. Or, ce schéma est aussi le plus logique du point de vue "mécanique", s'agissant de la mise en place des ophiolites.

Par ailleurs, cette interprétation (hyp. B) permet de rendre compte des observations micro-tectoniques faites par Vergely (1976) en Macédoine (Agios Dimitrios, Vourinos) et s'accorde avec le fait que les séries pélagonienne et parnassienne présentent des affinités entre elles sur une transversale où existent des unités maliaques (Eubée).

Conclusion : dans l'état actuel des connaissances, cette dernière hypothèse, impliquant des déversements d'Est en Ouest, me paraît plus apte à rendre compte de la totalité des observations concernant la mise en place des ophiolites et des unités paléohelléniques sédimentaires, même si certaines des observations faites en Othrys (et en Ossa) entrent avec quelque difficulté dans ce schéma.

Si l'hypothèse A (déversements d'Ouest en Est) s'avérait être la bonne, on ne pourrait pas, me semble-t-il, parler d'ophiolites pindiques car les bassins maliaque et pindique devaient être alors séparés par un haut-fond de type Parnasse différencié dès le Trias, y compris au Nord du Sperchios (fig. 342-343).

IV. LES AUTRES PERIODES TECTONIQUES

A. CYCLE ALPIN : LES EVENEMENTS INTRA OU FINI-CRETACE SUPERIEUR.

Deux observations conduisent à s'interroger sur la présence éventuelle de telles phases dans les Hellénides :

- la présence de flyschs puissants datés à leur base du Maestrichtien-Paléocène, sur l'ensemble des zones internes, du Parnasse et du Pinde ;

- l'existence de phases majeures d'âge fini-crétacé dans les chaînes situées à l'Est des Hellénides (Pontides, Taurides, Zagrides : cf. Adamia *et al.*, 1980).

Les indices directs, mais peut-être mineurs, d'une tectonisation intra ou fini-Crétacé supérieur existent également dans les Hellénides :

- des failles et décrochements de cet âge ont été décrits dans la zone du Vardar (Mercier, 1968) ;

- des âges radiométriques obtenus sur un certain nombre de roches métamorphiques correspondent à cette période crétacée. Des roches métamorphiques, dont des métagranites proches de 70 MA, ont été citées par Dürr *et al.* (1978 b) et Bonneau *et al.* (1980 a, b). Pour Bonneau (1982), il s'agirait là d'une phase majeure (voir aussi Kreuzer *et al.*, 1982).

Les deux types d'observation précédents peuvent être reconnus dans le secteur étudié :

- les conglomérats à blocs de marbres du Crétacé supérieur d'Othrys orientale pourraient être l'indice de la présence de horsts actifs ;

- des âges radiométriques crétacé supérieur (71 à 89 MA) ont été obtenus sur les schistes ocellés de Seskulon (métagranites ?) de l'unité pagasitique occidentale, attribués au Paléozoïque. Des âges identiques ont été signalés en Othrys orientale (Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975) : mais il s'agit encore de schistes ocellés supposés provenir de roches grenues acides, d'âge paléozoïque.

Trois périodes orogéniques successives (Paléozoïque, anté-Crétacé supérieur et Tertiaire) étant connues dans ce secteur, il est possible d'envisager qu'il s'agisse d'âges mixtes. Le plus surprenant est de constater que les âges crétacés ont été obtenus sur des roches de même nature, tant dans les Cyclades que dans le secteur Pelion-Velanidia-Othrys ; mais il est vrai que dans le premier cas, l'âge crétacé serait celui de la genèse du Granite et que cette genèse serait d'âge paléozoïque dans le second cas.

B. LES EVENEMENTS TECTONIQUES ANTE-ALPINS (HERCYNIENS).

Ceux-ci sont bien connus dans les zones les plus internes et les plus septentrionales des Hellénides (Mercier, 1968 ; Yarwood et Aftalion, 1976 ; Argyriadis, 1978).

Les indices de tels événements dans le secteur étudié correspondent à des observations de terrain (amphibolites et "gneiss" sous des formations permienes peu recristallisées) et des âges radiométriques obtenus en trois secteurs différents.

Des âges voisins de ceux donnés par Yarwood et Aftalion (1976) pour des "granites" au Nord de l'Olympe (302 ± 5 MA) ont notamment été obtenus sur des amphibolites d'Othrys orientale (332 ± 11 et 314 ± 10 MA).

La part entre les roches ortho ("granites" s.l.) et para-dérivées (arkoses...) au sein des schistes ocellés n'est pas clairement établie ; une partie des roches ortho-dérivées pouvait d'ailleurs être déjà présente à l'état d'orthogneiss avant le Permien.

S'agissant de ce dispositif hercynien, il faut remarquer que les faits mis en évidence en Othrys et dans le Pelion s'opposent plus ou moins aux observations relatives à l'Attique, pourtant proche, où du Viséen sédimentaire non recristallisé a été daté (Clément, 1976). Faut-il

admettre que les roches granitiques et granodioritiques d'Othrys et du Pelion sont légèrement plus anciennes que le Viséen ? ou s'agit-il de domaines bien distincts, au sein du dispositif hercynien ?

La nature des déformations tectoniques, probablement liées à ces événements "hercyniens", n'a pu être précisée.

La place des formations paléozoïques actuellement transformées en schistes ceillés au sein des dispositifs structuraux successifs des Hellénides, peut constituer un élément de réflexion quant à l'origine des unités paléohelléniques (Ferrière, 1982), puisque le pôle "européen" est le plus affecté par la tectonique hercynienne (en tenant compte toutefois du fait que l'ouverture téthysienne est probablement oblique par rapport au bâti hercynien (Argyriadis, 1978).

V. PROBLEMES LIÉS À L'EXISTENCE DE PALEOGEOGRAPHIES ET DE TECTONIKES SUPERPOSEES

J'exposerai, dans ce paragraphe, un certain nombre de faits ou hypothèses concernant le comportement des différents éléments géologiques (accidents, zones isopiques, formations particulières) au cours des périodes successives de diastrophisme ayant affecté le secteur considéré.

A. DEVENIR DES ACCIDENTS VERTICAUX.

1. PERMANENCE DE LA VERTICALITE DE CERTAINS CONTACTS.

J'ai décrit précédemment un réseau d'accidents verticaux et de linéaments subrectilignes plus ou moins verticaux (fig. 283), supposés avoir joué en décrochement à différentes époques, dont certains pourraient être des accidents paléohelléniques ou plus anciens : c'est le cas des failles du Sperchios (F. sp. 1 à 4) et de l'axe Volos-Velestinon-Koropi (F. v.).

EXEMPLE DE JEUX SUCCESSIFS LE LONG DES FAILLES DU SPERCHIOS (F. sp. 1 à 4, fig. 282 et 283).

Ces failles qui existent très probablement depuis le Trias ont dû jouer en failles transformantes dès l'apparition de la croûte océanique correspondant aux ophiolites d'Othrys occidentale. Elles affectaient, dès le Trias, le domaine continental et représentent des limites géologiques actuelles fondamentales, ce qui atteste de leur permanence et de leur importance : ainsi, la faille F. sp. 1 (fig. 283) limite à la fois l'unité parnassienne et le dispositif paléohellénique (atypique) de Profitis Ilias, près de Lamia. Malgré leur ancienneté supposée, ces failles ont gardé leur caractère vertical.

Le parallélisme entre les directions des failles et des déplacements tangentiels lors des phases paléohelléniques (JE 1) et dinariques (Td = CT 3) implique qu'il y ait eu des coulissages horizontaux le long de ces failles lors de ces phases. Des recouvrements obliques de ces failles ont peut-être eu lieu cependant (unité de Fourca, sur celle de Kastri, par exemple).

On peut penser que le déplacement relatif des séries maliaques typiques et des séries maliaques de bordure du Sperchios a été modéré, alors que la zone pélagonienne, guidée par ces accidents, s'est considérablement rapprochée de ces séries du Sperchios, lors de son "sous-charriage" paléohellénique.

Le comportement de ces accidents lors de la phase tertiaire transverse (T. tv.) n'apparaît pas clairement.

Naturellement, des mouvements verticaux se sont produits le long de ces failles du Sperchios ; ceci a pu accentuer les différences géologiques existant entre les compartiments limités par les failles du Sperchios, en juxtaposant des unités occupant des positions différentes dans l'édifice structural paléohellénique (F. sp. 2 et F. sp. 3 ; fig. 301, par exemple).

2. PASSAGE D'ACCIDENTS (SUB)VERTICAUX A DES STRUCTURES TANGENTIELLES.

a. L'ACCIDENT DE GAVRIANI (OTHRYS ORIENTALE) : FLEXURE PALEOHELLENIQUE PASSANT A UN CHEVAUCHEMENT TERTIAIRE.

L'accident tertiaire de Gavriani correspond très probablement à l'accentuation d'une ancienne flexure faillée -conservée en Othrys centrale (fig. 304)- sous l'effet de poussées dirigées approximativement vers le Sud (phases tertiaires transverses, T. tv.) (fig. 295 D).

Le décalage existant entre ces structures d'Othrys centrale et orientale se ferait au niveau d'un accident décrochant dextre, de direction Nord-Sud, joignant à peu près Myli à Vrinena. Cet accident aurait été présent dès le Crétacé supérieur, puisqu'il marque la limite vers l'Ouest des mégabèches à blocs carbonatés d'âge sénonien inférieur.

b. LES UNITES DE METALLEION-DOMOKOS (OTHRYS OCCIDENTALE) : UN ANCIEN HORST ?

L'unité harzburgitique de Metalleion, associée à l'unité filonienne de Domokos, apparaît indépendante du reste du dispositif ophiolitique d'Othrys occidentale. La proximité de séries néritiques fait penser qu'il s'agissait là d'un secteur hétérogène de la croûte océanique, présentant des horsts complexes. Les failles limitant certains des horsts majeurs auraient évolué en accidents tangentiels lors des phases paléohelléniques.

c. REMARQUES A PROPOS DES FAILLES LISTRIQUES (HYPOTHETIQUES) DE LA MARGE PELAGONO-MALIAQUE.

L'abondance du volcanisme triasique et les évolutions de faciès observées dans les séries maliaques impliquent qu'il y ait eu une période de fracturation majeure, entre l'Anisien et le Carnien (cf. 2e partie). Or, en dehors des failles du Sperchios (F. sp. 1 à 4), aucune de ces failles anciennes n'a pu être reconnue.

Une explication possible est que certaines de ces failles aient pu évoluer en failles listriques, découpant la marge pélagono-maliaque en blocs plus ou moins indépendants (Montadert *et al.*, 1979 ; Bally *et al.*, 1981). Dans cette hypothèse, ces failles auraient guidé le développement des unités paléohelléniques -leur nombre serait une conséquence directe du découpage initial par ces failles listriques- qui auraient évolué par cisaillement ou décollement au niveau de formations privilégiées.

B. COMPORTEMENT DES UNITES TECTONIQUES TANGENTIELLES (NAPPES) LORS DES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES.

Une première remarque s'impose : malgré l'importance des phases tectoniques tertiaires, l'ordre des unités paléohelléniques a été peu perturbé en Othrys, mais aussi dans le secteur métamorphique. La principale altération du dispositif est due au pli-faille tertiaire de Gavriani, en Othrys orientale, qui amène les séries pélagoniennes sur les unités maliaques anté-Crétacé supérieur.

Lors de la tectonique tertiaire transverse, il semble qu'il y ait eu une relative indépendance entre la couverture crétacée, les ophiolites et les unités sous-jacentes, conduisant à des structurations différentes au niveau de chacun de ces ensembles.

Les effets les plus importants de cette tectonique sur les unités paléohelléniques paraissent être des cisaillements dans les parties inférieures des unités : la disparition vers l'Est des marbres pélagoniens du Pelion Sud en serait un exemple.

La réduction et la disparition de l'unité de Paliouri, entre les unités Ouest pagasitique et de Dimini, est également d'âge tertiaire (c'est peut-être là un phénomène tertiaire polyphasé : T. tv. + T. d.).

Les effets de la phase dinarique au niveau des unités pélagono-maliaques semblent être assez limités.

L'existence de la fenêtre de Dimini, qui correspond à une superposition tectonique d'âge tertiaire, montre que des modifications importantes du dispositif structural d'ensemble ont malgré tout

eu lieu lors des phases tertiaires tardives et post-métamorphiques. Des modifications importantes des dispositifs structuraux tangentiels paléohelléniques se sont également produites au contact entre les zones internes et les zones externes : ce sont en effet les ophiolites, unités supérieures du dispositif paléohellénique, qui reposent directement sur les séries externes.

Enfin, il ne faut pas oublier que les coulissages horizontaux ont pu modifier les rapports entre les dispositifs tangentiels de compartiments différents, même s'ils ne changent pratiquement pas l'ordre de superposition des unités (en dehors de quelques cas rares sur les bordures des compartiments).

C. BILAN DES TECTONIQUES SUPERPOSEES DANS LE SECTEUR ETUDIE.

1. SUPERPOSITION DES UNITES TANGENTIELLES.

Les phases tectoniques successives ont abouti au dispositif suivant, de haut en bas :

- des unités tertiaires, constituées de terrains Crétacé supérieur-Paléocène, "dina-riques" (unité de Lechonia : T. d.) ou plus anciennes (massif du Chalkodonio-Saradsi : T. tv.) ;
 - les unités paléohelléniques dans leur ordre initial, ayant subi quelques réductions tectoniques au Tertiaire :
 - + les ophiolites, localement recouvertes de séries (unités précoces ?) de schistes (près d'Eretria) ;
 - + les unités maliaques, parfois (mais rarement) absentes ;
 - + des unités pélagoniennes : Messovouni, Prosilia et probablement des unités majeures Pg 2 (Pelion Sud, Paliouri, Othrys orientale ?) et Pg 1 (Pelion Nord) ;
 - des unités basales d'affinités pélagoniennes, telles que la série de Dimini, nées de la dissociation au Tertiaire de certaines unités pélagoniennes précoces (Pg 2 ?) ;
 - le problème de la fenêtre de Makrinitza reste posé ;
 - par comparaison avec les secteurs voisins, on peut penser que, sous les schistes de Makrinitza, outre d'éventuelles unités supplémentaires de schistes bleus à metabasites (ou de schistes ceillés ?), doivent être présentes d'autres unités tertiaires :
 - + une unité de type Ossa (ou Almyropotamos) ;
 - + un para-autochtone de type Olympe (Gavrovo-Tripolitza) ;
- à moins que des transversales majeures ne séparent des secteurs caractérisés par des dispositifs structuraux différents.

2. LES COULISSAGES HORIZONTAUX.

Les études analytiques ne sont pas assez avancées pour établir un bilan sur le plan quantitatif ; je me limiterai donc à quelques remarques d'ordre général.

Les rejets horizontaux (issus de phases superposées, il est vrai) les mieux établis (F. v., F. am., F. k., etc... ; fig. 283) s'accordent avec un cisaillement d'ensemble dextre, conduisant à la remontée des zones les plus externes vers le NW par rapport aux zones orientales. Depuis longtemps, des auteurs ont insisté sur la nécessité de la translation de l'Apulie vers le Nord-Ouest, par rapport aux secteurs adjacents (Aubouin, 1960 ; Brunn, 1960 a ; Mercier, 1968).

On aurait là la bordure orientale complexe de ce promontoire, puisque le mouvement ne se produirait pas le long d'un seul accident : failles Egée-Vardar, failles intra-pélagoniennes (F. v., etc...), failles à la limite des zones internes et externes ?

Les structures liées à la phase tertiaire transverse sont compatibles avec de tels mouvements : les structures tangentielles de cet âge semblent en effet s'être formées à la suite de mouvements obliques le long de plans (de subduction ?) plongeant vers le Nord Est, dont le résultat serait également une remontée vers le Nord des unités externes par rapport aux unités plus internes.

Le comportement d'accidents majeurs, tels que ceux du Sperchios, subperpendiculaires à la direction du mouvement supposé, ne se perçoit pas clairement : transport en bloc ? multiples réajustements mineurs ?

Il est possible que ces mouvements de remontée vers le Nord des zones occidentales aient commencé avant le Tertiaire : des décrochements d'âge crétacé supérieur sont signalés en Macédoine par exemple (Mercier, 1968 ; Mercier et Vergely, 1972).

Rien ne permet de penser que, dans le secteur étudié au moins, de tels mouvements de coulissage vers le Nord-Ouest aient eu lieu dès la période tectonique paléohellénique : les déversements de cet âge semblent bien être subperpendiculaires aux directions paléogéographiques (NNW-SSE).

Dans l'hypothèse où le promontoire apulien aurait été solidaire du bloc africain, les reconstitutions des mouvements relatifs Afrique-Europe (Pitman et Talwani, 1972 ; Dewey *et al.*, 1973 ; Biju-Duval *et al.*, 1977, etc...) montrent que de tels coulissages vers le Nord-Ouest sont peu probables avant 80 ou 90-95 MA (d'Argenio *et al.*, 1980 ; Lowrie, 1980). Dans l'hypothèse où le bloc apulien serait indépendant du continent africain (Biju-Duval *et al.*, 1977), aucune conclusion simple ne peut être avancée.

Par ailleurs, comme cela a déjà été proposé par d'autres auteurs, des relations peuvent être envisagées entre ces coulissages relatifs de l'Apulie vers le Nord-Ouest, et les événements tectoniques se produisant à diverses époques "en bout", dans les Alpes orientales (Aubouin, 1960 ; Geyssant, 1980 ; voir calendrier des phases in Faupl *et al.*, 1980) mais aussi à l'Est des Hellénides ("tectonique en coin" de Ricou, 1980).

D. RELATIONS ENTRE ZONES ISOPIQUES ET TECTONIQUE DANS LE SECTEUR ETUDIÉ.

L'analyse des rapports tectonique-paléogéographie dans le secteur étudié et dans les secteurs proches permet d'établir un certain nombre de conclusions (parfois évidentes) :

- plus les zones isopiques sont différenciées (bassins à croûte amincie ou océanique), plus les unités structurales qui les reprennent sont dépendantes de la paléogéographie antérieure : c'est le cas notamment pour les unités paléohelléniques (très dépendantes) par rapport aux unités tertiaires des zones internes (peu dépendantes) ;

- le phénomène essentiel dans la genèse des zones isopiques est la tectonique distensive qui s'accompagne d'une fracturation : c'est le cas pour la zone maliaque au Ladinien. Cette fracturation n'est peut-être pas directement héritée des failles hercyniennes puisqu'une phase assez longue de distension werfeno-anisienne sépare ces deux périodes. Des témoins d'une éventuelle phase de "doming" n'ont pas été reconnus ;

- le développement de certaines zones isopiques peut être directement lié aux effets de la tectonique compressive : c'est surtout le cas de bassins d'accumulation de matériel détritico, que ce soit à l'avant, mais au contact, du domaine tectonisé (zone béotienne : "flysch") ou au sein de celui-ci (sillons molassiques : sillon méso-hellénique par exemple ; Aubouin, 1964 b). Les caractères de la croûte sous-jacente à ces bassins sont plus difficiles à déchiffrer que dans le cas des bassins nés par distension (la présence d'une croûte amincie étant probable dans ce dernier cas) ;

- enfin, il est nécessaire d'attirer l'attention sur le fait que :

1. le caractère oblique de la tectonique par rapport à la paléogéographie n'est parfois qu'une apparence, qui peut être due à des variations paléogéographiques majeures (transversales faillées, zones discontinues : Sperchios, Par-nasse...) ;
2. la tectonique tangentielle, lorsqu'elle est transverse par rapport à l'allongement des zones isopiques, peut modifier considérablement les rapports entre les différents éléments paléogéographiques antérieurs : la position élevée ou basse d'une unité dans le dispositif structural hellénique des zones internes n'est donc pas suffisante pour déterminer sa position paléogéographique initiale.

CINQUIEME PARTIE

INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

**PRINCIPALES PHASES DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE
MECANISMES IMPLIQUES**

INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

L'objet de cette cinquième partie est de rassembler les différents éléments décrits en détail dans les parties précédentes dans le cadre d'un schéma chronologique de l'évolution des Hellénides, sur la transversale étudiée. Pour chacune des périodes caractéristiques, j'insisterai sur les faits qui paraissent originaux par rapport aux autres secteurs helléniques, et tenterai de situer chacun des événements reconnus dans leur cadre géodynamique, en dépit des nombreuses incertitudes qui demeurent.

I. ETAT INITIAL (PALEOZOIQUE)

A. LE "BATI HERCYNIEN" (détail : voir p. 51 et 57, fig. 14).

Il existe, en Othrys et dans le Pelion, des schistes ocellés témoins d'événements magmatiques (granites, grano-diorites ?) et métamorphiques (amphibolites à hornblende et biotite) anté-permiens et probablement hercyniens.

L'intercalation certaine de tels éléments, à différents niveaux du dispositif métamorphique polyphasé d'âge alpin, complique singulièrement l'étude de ce métamorphisme (fig. 198 et 201, par exemple).

Ces témoins sont également intéressants dans la mesure où ils occupent une position très méridionale par rapport aux autres éléments hercyniens connus dans les zones internes.

B. LA PERIODE FINI-HERCYNIENNE (PERMIEN).

Cette période est caractérisée, en Othrys, par la présence de dépôts détritiques parfois grossiers, rappelant les faciès Verrucano, et de calcaires à Fusulines du Permien supérieur. Ces faciès de faible profondeur, communs dans les Hellénides, sont (très probablement) discordants sur les schistes ocellés sous-jacents.

II. NAISSANCE DES ZONES ISOPIQUES (TRIAS)

A. WERFENO-ANISIEN : PERIODE DE PRE-RIFTING ? (≈ 12 MA) (détail : voir p. 104, 116 et 191 ; fig. 73).

Après l'installation progressive, au cours du Werfénien, d'une sédimentation carbonatée et l'arrêt des arrivées détritiques, une plate-forme carbonatée peu profonde se développe à l'Anisien.

Ces formations (faciès, épaisseurs) préfigurent le futur bassin maliaque (période de Pré-Rifting). De telles différenciations précoces peuvent être également notées durant cette période en bordure de la zone pindique (séries du Vardoussia : Ardaens *et al.*, 1979).

Les faciès werfeno-anisiens d'Othrys évoquent ceux des Dinarides yougoslaves (Aubouin *et al.*, 1970), mais présentent des différences assez nettes avec ceux d'Attique (Clément et Katsikatsos, 1982) par exemple.

B. PERIODE DE FRACTURATION : RIFTING (\approx 5 MA) (détail : voir p. 158 et 191-192 ; fig. 66 et 73).

Entre l'Anisien supérieur et le Carnien p.p., un changement brutal de faciès se produit dans les séries maliaques. Ce passage, au Trias moyen, de faciès néritiques à des faciès pélagiques, classique dans les Dinarides yougoslaves, est rarement bien documenté dans les autres séries helléniques.

Ces bouleversements correspondent à un approfondissement rapide, résultant d'une fracturation générale en distension (changement de faciès brutal, brèches sédimentaires et volcanisme abondant). Les premiers grabens formés étaient probablement caractérisés par une faible circulation des eaux (argiles noirâtres propres aux milieux confinés ?).

Le volume important des roches volcaniques triasiques des séries maliaques d'Othrys, leur richesse en pillow-lavas et leur chimisme à tendance alcaline, les opposent aux roches volcaniques triasiques des autres séries helléniques (notamment celles des zones externes, y compris les "sillons"), plus riches en faciès pyroclastiques et laves porphyriques à chimisme saturé. De telles différences existent entre les laves triasiques des séries d'Othrys et du Koziakas : c'est là un argument qui va plutôt à l'encontre de l'hypothèse selon laquelle ces séries représenteraient les deux marges d'un même bassin né au Trias (hypothèse A, fig. 342).

Les trachytes ne semblent pas être répartis de façon quelconque : ils soulignent la limite non pélagonienne du bassin maliaque (série de Tourla ; fig. 56 et 66) d'une part, et la "Transversale du Sperchios" (série de Profitis Ilias ; fig. 58), qui est donc marquée dès le Ladinien, d'autre part.

Un problème important, que l'on retrouvera aux différentes étapes de l'évolution des Hellénides, est celui de la position de l'ouverture du bassin maliaque par rapport à la plate-forme pélagonienne (fig. 342-343 ; hypothèse préférée B).

C. CADRE GEODYNAMIQUE.

Les faits observés en Othrys (laves à tendance alcaline, faciès pyroclastiques peu abondants) ne s'opposent pas à l'interprétation suivant laquelle la fracturation reconnue serait une fracturation intra-continentale comparable à celle dont est issue la mer Rouge.

Cependant, l'existence de roches éruptives à tendance saturée tholéitiques, shoshonitiques ou même calco-alcalines dans les Hellénides externes et parfois même internes (zone pélagonienne méridionale) et dans les Dinarides (Bebien *et al.*, 1978 ; Rocci *et al.*, 1980 ; Berard Bergery, 1980 ; Thiébaud, 1982) suggère un contexte géodynamique différent. Le problème ainsi posé est celui de l'existence éventuelle d'une zone de subduction qui serait responsable de ce volcanisme triasique des Hellénides, des Dinarides et même des Dolomites (Rocci *et al.*, 1980, auteurs cités).

La présence possible d'une Paléo-Téthys permo-triasique dont la croûte pourrait plonger vers le Sud ou l'Ouest sous un continent "cimmericien" (Sengor *et al.*, 1980 ; Sengor *et al.*, 1982) et la multiplicité des rides et sillons de la marge apulienne (dans certaines hypothèses au moins : Charvet, 1978, par exemple) qui évoquent les marges du Pacifique occidental donnent une certaine crédibilité à cette hypothèse.

Cependant, la généralité de ces phénomènes volcaniques triasiques au sein des chaînes mésogènes, la concentration de ces événements magmatiques au cours d'une période de temps limitée (Ladinien-Carnien surtout), même si des effusions plus anciennes ne sont pas rares, et l'arrêt assez brutal de ce volcanisme quelle que soit la direction de la chaîne concernée (Taurides ou Hellénides-Dinarides) sont des éléments qui s'intègrent plus facilement dans le cadre d'une fracturation non liée à une subduction. Le problème reste donc ouvert.

III. DEVELOPPEMENT DES ZONES ISOPIQUES ; EVOLUTION DE LA MARGE PELAGONO-MALIAQUE ET APPARITION DE LA CROUTE OCEANIQUE (TRIAS SUPERIEUR-JURASSIQUE)

A. ETAT DU DISPOSITIF PALEO GEOGRAPHIQUE JUSTE APRES LA FRACTURATION (CARNIEN-NORIEN P.P.).

Dès le Carnien, les principaux traits paléogéographiques sont esquissés :

- les variations de profondeur sont nettes entre la plate-forme pélagonienne peu profonde et la partie distale du bassin maliaque à radiolarites (séries de Garmeni Rachi et de Loggitsion, fig. 73) reliée à la plate-forme par un domaine intermédiaire où se déposent des calcaires siliceux à Conodontes (fig. 38) ;

- des calcaires roses, plus ou moins noduleux, à Conodontes et parfois Ammonites, se développent dans des secteurs particuliers à topographie irrégulière correspondant à des limites majeures du bassin maliaque, déjà soulignées par les venues trachytiques : partie distale du bassin maliaque et Transversale du Sperchios (fig. 56 et 58). De tels faciès se rencontrent également (fig. 38) dans le domaine intermédiaire de la marge pélagono-maliaque (profondeur favorable et domaine accidenté).

Si les radiolarites du Trias supérieur semblent restreintes à la partie la plus profonde du bassin maliaque, les critères de développement de ces faciès sont probablement multiples (cf. p. 191).

B. EVOLUTION AU COURS DU NORIEN ET DU JURASSIQUE ; APPARITION DE LA CROUTE OCEANIQUE (détail : p. 273-277, 474 ; fig. 112 et 181).

Le Norien apparaît comme une période d'exagération de la sédimentation carbonatée, tant sur la plate-forme pélagonienne que dans les séries de la partie distale du bassin maliaque, où les calcaires à Conodontes remplacent les radiolarites.

A la limite Trias-Jurassique, de nouveaux changements de sédimentation interviennent, mais ils affectent surtout la partie distale du bassin maliaque (séries de Loggitsion et de Trilofon ?). Cela pourrait être dû à l'apparition de la croûte océanique au sein du bassin maliaque, accompagnée d'une subsidence accrue des secteurs adjacents.

Cette hypothèse est en accord avec les âges obtenus sur les amphibolites infra-ophiolitiques et les laves de Fourca (p. 477), et permet d'expliquer, par ailleurs, les évolutions différentes des faciès des zones maliaque et pindique au Lias.

C'est également à partir de la fin du Norien que s'installe définitivement, et pour la quasi-totalité du Jurassique, le système de courants de turbidité aboutissant à la formation du cône sous-marin à matériel carbonaté caractéristique des séries maliaques intermédiaires (p. 246 à 251).

Ainsi, au Jurassique (Lias à Malm p.p.), s'opposent clairement les calcaires de plate-forme pélagoniens, les pélites et radiolarites des séries maliaques distales et les turbidites calcaires des séries maliaques intermédiaires. Ce dernier type de sédiments caractérise aussi les séries du Koziakas (fig. 112).

IV. CHARRIAGE DES OPHIOLITES ET TECTONISATION DE LA MARGE PELAGONO-MALIAQUE ; LES PALEOHELLENIDES

Les massifs de l'Othrys et du Pelion-Velanidia représentent des secteurs privilégiés pour l'étude des événements paléohelléniques : les unités sédimentaires associées aux nappes ophiolitiques sont nombreuses et bien conservées ; des équivalents métamorphisés de ces nappes sont présents dans les massifs orientaux ; enfin, les formations chaotiques liées à la mise en place de ces nappes sont abondantes, métamorphisées ou non, et encore en position sur leur soubassement néritique ou pélagique.

A. SIGNIFICATION DES UNITES PALEOHELLENIQUES OPHIOLITIQUES, MALIAQUES ET PELAGONIENNES.

Des observations, jugées significatives, ont conduit à abandonner certaines interprétations parmi les différentes hypothèses possibles.

1. LES QUASI-CERTITUDES.

Les ophiolites d'Othrys occidentale représentent une partie de la croûte océanique du bassin maliaque (fig. 181 et conclusions de la 4e partie) ; certaines ophiolites reposant directement sur des séries pélagoniennes (Othrys orientale et Pelion Nord ?) ont une origine identique.

Les ophiolites d'Othrys, du Pinde du Nord, d'Eubée centrale et d'Iti, constituent différents éléments d'un même ensemble (même bordure pélagonienne) (fig. 338).

2. UNE HYPOTHESE PRIVILEGIEE (fig. 342 B).

La mise en place des unités paléohelléniques d'Othrys-Pelion et des secteurs comparables paraît être liée à une seule et même phase d'âge kimméridgien-tithonique (absence de détritique de "type béotien" sur les séries maliaques et d'unités maliaques sur des nappes ophiolitiques majeures).

Une origine orientale de ces unités paléohelléniques (déplacements d'Est en Ouest des unités supérieures) peut alors être envisagée. Cette hypothèse explique la répartition du métamorphisme paléohellénique, en Othrys notamment, et rend compte des déversements reconnus par Vergely (1976) dans le Vourinos, dont les ophiolites seraient alors contemporaines des ophiolites d'Othrys et des secteurs homologues (Pinde du Nord, Eubée, etc...). Les interprétations nécessaires pour expliquer certaines observations faites en Othrys sont cependant plus complexes que dans d'autres hypothèses (contre-pentes dues à des failles listriques, etc...) (cf. discussion 4e partie, chapitre IX, paragraphe III).

B. LA MISE EN PLACE DES UNITES PALEOHELLENIQUES D'OTHRYS-PELION (détail : fig. 339 et 340).

On peut considérer comme étant acquis les faits suivants : la tectonisation commence par les unités ophiolitiques et les séries maliaques distales ; les unités maliaques intermédiaires ne sont pas poussées à l'avant des nappes sous-jacentes mais entraînées sous celles-ci ; l'ensemble pélagonien est lui aussi débité en unités majeures.

Parmi les mécanismes possibles (fig. 339), celui qui intègre le mieux l'ensemble des données précédentes (origine orientale des unités, évolution de la tectonisation, etc...) est celui de la subduction bloquée avec écaillage de la plaque inférieure plongeante (fig. 339 B et 340). Celle-ci aboutit à la collision de deux zones à croûte légère (zone pélagonienne et du Palkon), le charriage de la croûte continentale supérieure sur l'inférieure est faible ou très limité. Les superpositions anormales sont cependant suffisantes pour que se développe un métamorphisme de faciès "schistes verts" ou "Epidote-Amphibolite" dans les unités pélagoniennes.

L'absence de métamorphisme de type "schistes bleus" n'implique pas qu'il n'y ait pas eu subduction de la croûte océanique du bassin maliaque, car le métamorphisme connu affecte surtout l'ensemble pélagonien peu "subducté", alors que les séries éventuellement "subductées" pourraient ne pas être connues à l'affleurement.

Si la série de Styra-Ochi, par exemple, a véritablement subi un tel métamorphisme HP-BT précoce (Maluski *et al.*, 1981), il serait d'un grand intérêt de déterminer l'âge exact de ce métamorphisme, afin de préciser s'il correspond à une nouvelle subduction crétacée ou à une subduction contemporaine du charriage des ophiolites (dans ce dernier cas, l'hypothèse A, fig. 342-343, rendrait mieux compte de la position infra-pélagonienne de cette série de Styra-Ochi...).

Selon les hypothèses envisagées, la collision qui résulterait de la tectogenèse paléohellénique correspondrait à une simple tectonisation de la bordure rhodopienne-européenne (hypothèse A, fig. 342) ou à une collision des marges rhodopienne-européenne et apulienne (hypothèse B,

fig. 342). Cependant, même dans cette dernière hypothèse (B), il faut remarquer qu'il subsiste une certaine indépendance entre le craton apulien lui-même et la marge pélagono-rhodopienne (zones internes), puisque la zone du Pinde, à croûte amincie, sépare ces deux ensembles. Si l'extension de la phase tertiaire transverse (T. tv. = CT 1-2 ?) plaide en faveur de cette relative indépendance, la désolidarisation du bloc apulien par rapport au Rhodope au niveau du Vardar, le long de grands décrochements post-jurassiques, montre que les zones de faiblesse sont en fait multiples et réparties aussi bien aux limites des blocs néoformés qu'en leur sein.

V. LA PERIODE CRETACE-EOCENE INFÉRIEUR : SIMPLÉS REAJUSTEMENTS OU TECTOGENESE MAJEURE ?

A. LES EVENEMENTS SUPERFICIELS : L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'analyse détaillée de l'évolution paléogéographique a été faite dans les chapitres antérieurs (p. 447-448, fig. 176 et 177).

Dans les zones internes, cette évolution dépend de nombreux facteurs : le caractère hétérogène du soubassement paléohellénique ; l'érosion aérienne, qui agit sur la topographie et la sédimentation ; les transgressions, elles-mêmes fonction des variations du niveau de la mer et des réajustements isostatiques de grande ampleur.

Des événements tectoniques, apparemment plus violents - failles verticales réactivées, petits décrochements ? - peuvent être également notés : ils seraient responsables de la genèse, au Sénonien inférieur, de mégabèches à éléments carbonatés (Othrys orientale ; fig. 141-142) et d'olistolithes plurihectométriques ophiolitiques (Chalkodonio ; fig. 168).

Des décrochements majeurs sont même signalés dans la zone du Vardar, au cours du Crétacé (Mercier et Vergely, 1972 ; Dimitrijevic et Dimitrijevic, 1976).

Deux périodes pourraient avoir été le théâtre de mouvements encore plus intenses :

- la première est marquée par la discordance des niveaux barrémo-aptiens. Cependant, dans l'hypothèse "retenue" (B, fig. 342), il n'y aurait pas de charriages ophiolitiques majeurs à cette époque dans le secteur étudié : une simple remontée des croûtes légères, antérieurement subductées, pourrait être envisagée, mais l'intensité des déformations affectant les secteurs orientaux (Vergely, 1979) serait plutôt en faveur de l'existence d'une phase compressive indépendante (JE 2) ;

- la seconde correspond à la période de développement du flysch sommital maestrichtien paléocène, présent jusque dans la zone pindique, qui pourrait résulter de mouvements propres aux Hellénides les plus internes, ou même des phases affectant les chaînes voisines orientales.

B. LE CRETACE-EOCENE INFÉRIEUR : UNE PERIODE DE TECTOGENESE PROFONDE ?

Outre les mouvements précédemment signalés, et notamment les grands décrochements crétaqués, une activité profonde, parfois liée à une zone de subduction, a été envisagée à cette époque (voir notamment Dürr *et al.*, 1978 b ; Bonneau, 1982 ; Kreuzer *et al.*, 1982).

En dehors de quelques âges radiométriques - il s'agit peut-être de simples rajeunissements - les observations faites dans le secteur étudié ne permettent ni d'infirmes, ni de confirmer cette hypothèse.

Cependant, si les séries de Syros (Bonneau *et al.*, 1980 a et b) et de Styra-Ochi (Bavay et Bavay, 1980) possèdent effectivement une formation de type flysch surmontant un olistostrome ophiolitique, il est tentant d'en faire l'équivalent de séries de "sillons" (selon les hypothèses : maliaque, béotien ou même pindique) enfouies dans de telles zones de subduction au cours du Crétacé. Dans l'hypothèse où ces "flyschs" auraient un âge jurassique supérieur ou crétaqué terminal-paléocène, l'intervention respectivement des phases paléohelléniques et tertiaires (T. tv.) serait cependant suffisante pour expliquer les caractéristiques de ces séries, sans qu'il soit nécessaire d'envisager l'existence d'une telle zone de subduction crétaquée (*cf.* 4e partie, chapitre IX, paragraphe II).

VI. LA PERIODE TERTIAIRE-QUATERNAIRE : GENESE DES HELLENIDES

L'analyse de l'évolution du secteur étudié durant cette période est rendue difficile par l'absence quasi-totale de dépôts marins en dehors de la terminaison méridionale du sillon méso-hellénique. Cette absence est liée à l'existence d'une succession de phases tectoniques importantes, dont les effets ont été décrits dans la quatrième partie (voir surtout les conclusions générales : chapitre IV, paragraphe II et les figures 333, 334, 335 et 336). Je me bornerai à rappeler ici les caractères qui paraissent les plus originaux dans le cadre des Hellénides.

A. LES DEFORMATIONS TERTIAIRES LES PLUS ANCIENNES (EOCENE MOYEN ?) (détail : conclusions 4e partie ; fig. 333 et 335).

Dans le calendrier des phases établi par Mercier et Vergely (1977), il existerait deux phases tertiaires antérieures à l'Eocène supérieur : CT 1 et CT 2, à structures déversées respectivement vers le SSE (axes b = N 110-120) et le Sud Est (axes b = N 60). Dans le secteur étudié, les faits suivants ont été établis :

- ces deux phases sont probablement confondues (phase dite "transverse" : T. tv.), mais les directions des axes b varient d'Ouest (b = N 80-90) en Est (b = N 60). Des déformations antérieures à ces plis transverses, également associées à un métamorphisme HP-BT, sont toutefois visibles dans la série de Makrinitza (âge précis ? ; voir b 1, fig. 324 D et 336) ;

- bien qu'il s'agisse, dans les massifs du Pelion et de Velanidia, d'unités supérieures du dispositif structural, les déformations (plissements surtout) liées à cette phase sont intenses et synmétamorphiques. Le problème de la surcharge nécessaire pour le développement de ces recristallisations ne se pose donc pas dans les mêmes termes pour les terrains étudiés et pour les unités infra-pélagoniennes en fenêtre, où ce métamorphisme tertiaire précoce est en général connu (Ambelakia, Ossa, Styra-Ochi et Makrinitza ?). Il est nécessaire d'invoquer la présence, dans le secteur du Pelion-Velanidia, d'unités supérieures inconnues à l'affleurement (fig. 343)

- par ailleurs, certaines caractéristiques ont pu être dégagées : l'intensité du métamorphisme et des déformations croît non seulement du haut vers le bas des unités, mais aussi d'Ouest (Sud-Ouest) en Est (Nord-Est) ; les structures synmétamorphiques, ainsi que celles du domaine non métamorphique, présentent des axes transverses et des déversements en général vers le Sud (ou le Sud-Est). On a donc là les arguments nécessaires pour définir les mouvements propres à cette phase (mouvements obliques le long de plans inclinés vers l'Est ou le Nord-Est, et relations éventuelles avec des mouvements décrochants ; cf. fig. 333) ;

- il est à remarquer que la somme de ces mouvements tangentiels pourrait entraîner des décalages dextres parallèlement aux directions dinariques entre les domaines internes et externes des Hellénides.

Les problèmes relatifs au métamorphisme HP-BT lié à cette phase (subduction ou non) d'une part, à la signification paléogéographique des séries réapparaissant en fenêtre en position infra-pélagonienne d'autre part, ont été abordés succinctement dans les conclusions de la quatrième partie (chapitre IV, paragraphe II). Les réponses à ces problèmes dépendent des solutions apportées à la question de l'extension des phases transverses vers l'extérieur, qui impliquent ou non l'existence de hauts-fonds de type Parnasse au Nord du Sperchios, et par suite, celle d'un éventuel bassin maliaque entre celui-ci et la zone isopique pélagonienne (voir hypothèse A, B 1 et B 2, fig. 342-343). L'importance du rapprochement entre les zones internes et externes lors de cette phase est naturellement fonction des hypothèses retenues.

B. LES DEFORMATIONS RECENTES (POST-EOCENE MOYEN ?).

1. LES STRUCTURES MAJEURES (période T. d. = CT 3).

Elles correspondent à des structures tangentielles de direction dinarique (axes b = NNW-SSE), bien connues dans les Hellénides, qui affectent aussi bien les zones internes que les zones externes. Ces déformations donnent naissance à un dispositif assez régulier (écaillés pin-diques par exemple), dans la mesure où les structures sont subparallèles à la direction des zones isopiques externes.

Cette période de tectogenèse "dinarique" aboutit à une collision nette entre les cratons rhodopien-européen et apulien, puisque la zone du Pinde (à croûte fortement amincie ?) est alors résorbée. Les déformations se développent alors de l'intérieur (Nord Est) vers l'extérieur (Sud Ouest) (Thiébaud, 1982, fig. 375).

Les observations faites dans le secteur analysé s'intègrent bien dans ce cadre général, notamment pour les secteurs les plus occidentaux (écaillés du Koziakas et béotiennes). Du côté oriental, quelques particularités peuvent être notées :

- certaines superpositions anormales tardives par rapport au métamorphisme tertiaire lié à la phase T. tv., affectent l'ensemble pélagono-maliaque (fenêtre de Dimini) ;

- d'autres superpositions anormales post-métamorphiques, déversées vers le Sud-Ouest (SSW) se produisent à la limite entre le bloc pélagono-maliaque et le domaine vardarien (unités de Lechonia). L'analyse de cette structure est riche d'enseignements, puisqu'entre les deux phases tangentielle tertiaires (T. tv. et T. d.) se développe ici un bombement et une érosion corrélatrice. Cette unité de Lechonia (-Vermion) pourrait donc être assez tardive dans l'évolution de la tectogenèse dinarique.

2. LES DEFORMATIONS ULTIMES (détail : voir conclusions de la quatrième partie).

Il s'agit ici des déformations correspondant aux classiques phases tardi-tectoniques (bombements et sillons molassiques) et post ou néo-tectoniques (failles verticales) (Aubouin, 1959). Je ne ferai ici que quelques observations ayant trait aux mécanismes d'ensemble présidant à la genèse de ces déformations.

Le bombement postérieur à l'unité de Lechonia (Pelion) se développe à l'emplacement même du bombement antérieur à cette unité ; il appartient par ailleurs au bombement d'ensemble d'axe dinarique culminant au niveau de l'Olympe : ces caractéristiques sont probablement à relier au fait que les unités infra-pélagoniennes affrontent à ce niveau le bloc vardarien-égéen, certainement différent du bloc pélagono-maliaque en raison des décrochements antérieurs.

Si la distinction reste assez nette, dans le secteur considéré, entre le dispositif de bombements et sillons (molassiques) nés à l'arrière des zones d'enfoncement des unités externes (pindiques et plus externes), sous le domaine interne d'une part, et le système plaque égéenne-subduction "mésogéenne" (?), lié à des distensions majeures d'autre part, l'indépendance entre le dispositif néotectonique et les structures antérieures n'est pas totale :

- ainsi, il n'est pas impossible que les mouvements de surrection qui, dans le Pelion, se moulent souvent sur des accidents antérieurs, se soient poursuivis lors de périodes très récentes, puisque les conglomérats fluviatiles (?) (Tataris, 1960) qui cachètent le contact entre l'unité de Lechonia et la série de Makrinitsa sont actuellement à une altitude de 1 550 m (mont Plessidi ; fig. 174) ;

- par ailleurs, on note l'existence de relations entre :

- + une partie du sillon méso-hellénique et la plaine de Trikkala ;
- + les effondrements égéens majeurs et les failles (anciennes ?) situées en bordure du bombement Olympe-Pelion ;
- + le golfe maliaque et la Transversale du Sperchios, etc...

Les hétérogénéités crustales qui caractérisent très probablement le dispositif structural polyphasé des Hellénides orientales sont probablement la cause de cette dépendance partielle des structures successives.

Je rappellerai enfin que le secteur étudié occupe une position intéressante au sein du dispositif structural néotectonique, puisque ce secteur pourrait à la fois constituer la bordure septentrionale de la plaque égéenne (Mc Kenzie, 1970 ; Angelier, 1979), et présenter les pointements volcaniques récents les plus septentrionaux des Hellénides, témoignant de l'existence à ce niveau de la plaque plongeante (?).

A SUIVRE...

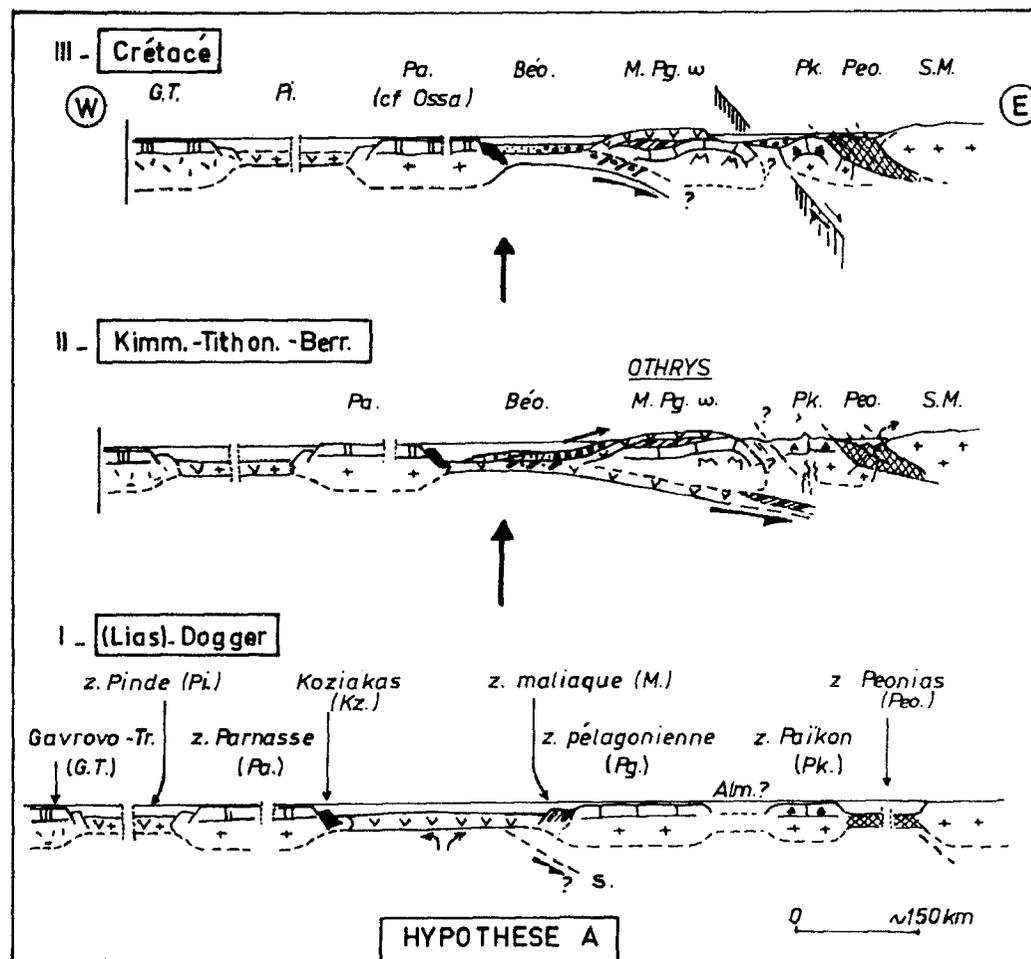
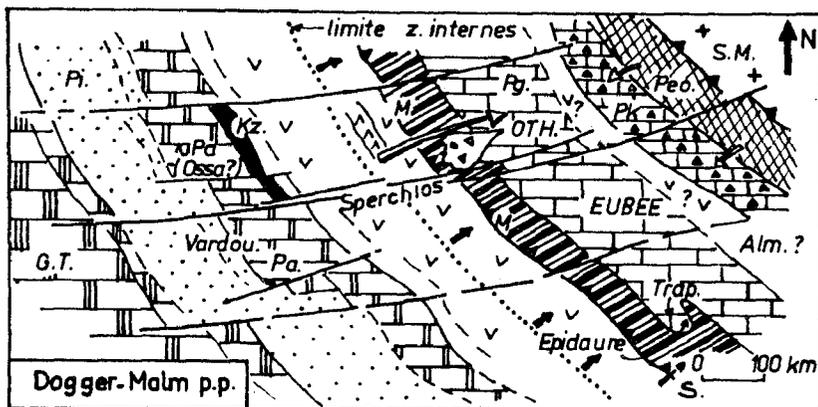
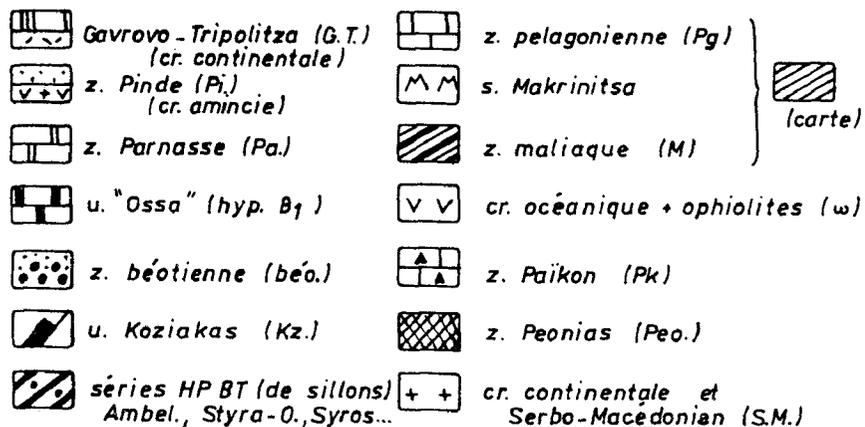
Fig. 342. - Evolution géodynamique du secteur étudié au Mésozoïque, dans le cadre des Hellénides.

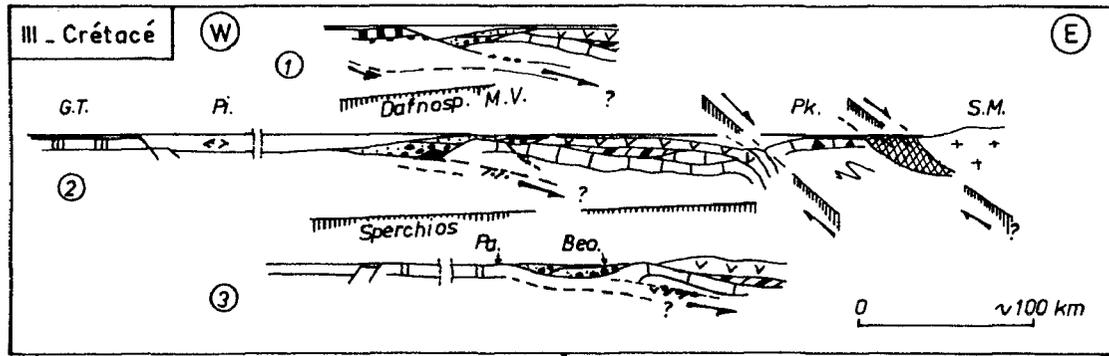
Deux hypothèses (A et B) correspondant à des différences de position de la zone maliaque par rapport à la zone pélagonienne sont proposées : l'hypothèse B (déversement des nappes vers l'Ouest, au Malm) paraît être la plus satisfaisante.

L'hypothèse A est fondée sur l'existence d'une continuité de la plate-forme parnassienne, différenciée dès le Trias dans ce cas, de part et d'autre du Sperchios. (problème du Koziakas).

Dans l'hypothèse B, au Nord du Sperchios, différentes possibilités sont envisageables selon les transversales : présence d'un haut-fond de type Parnasse séparé du Pélagonien au Trias, au Dogger ou au Malm, ou absence totale de ce haut-fond (voir problème Ossa-Almyropotamos).

Au Crétacé, le problème essentiel est celui de l'existence éventuelle d'une zone de subduction sous les zones internes.





CARTES

- ① ou ② → U. Ossa (① = hyp B₁ (+A) ; ② = hyp B₂)
 ③ ou ④ → U. Almyropotamos (③ = hyp B₁ ; ④ = hyp B₂)
 ⑤ ou ⑥ ou ⑦ → U. HP/BT type Styra-Ochi, Syros, + Ambelakia au Nord (cf. texte)
 ⑧ ou ⑨ s. Epidaure + Trapezona

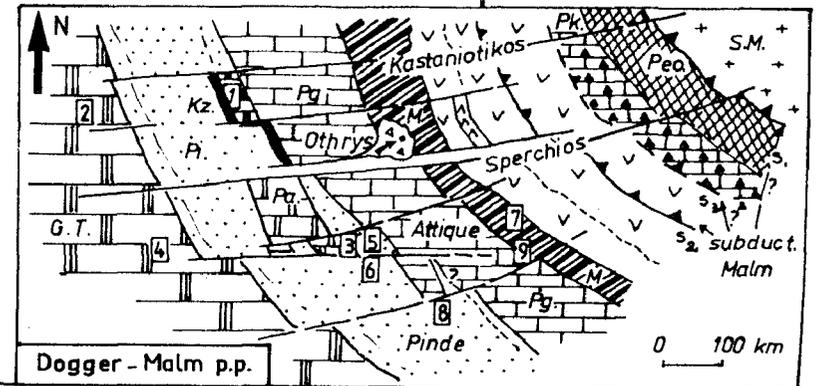
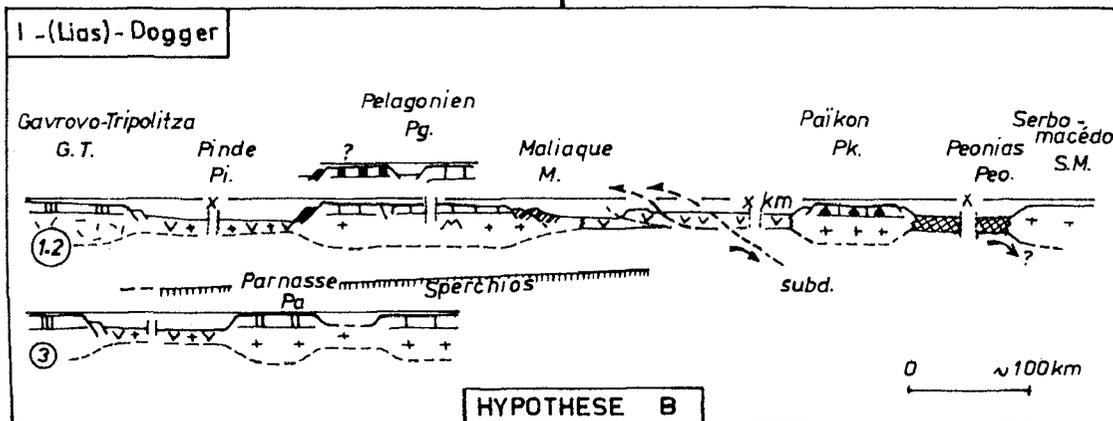
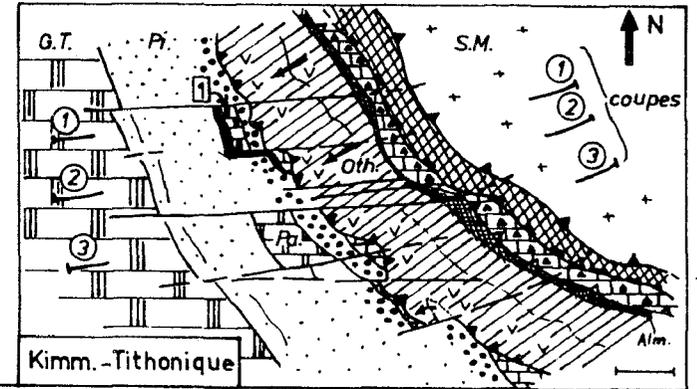
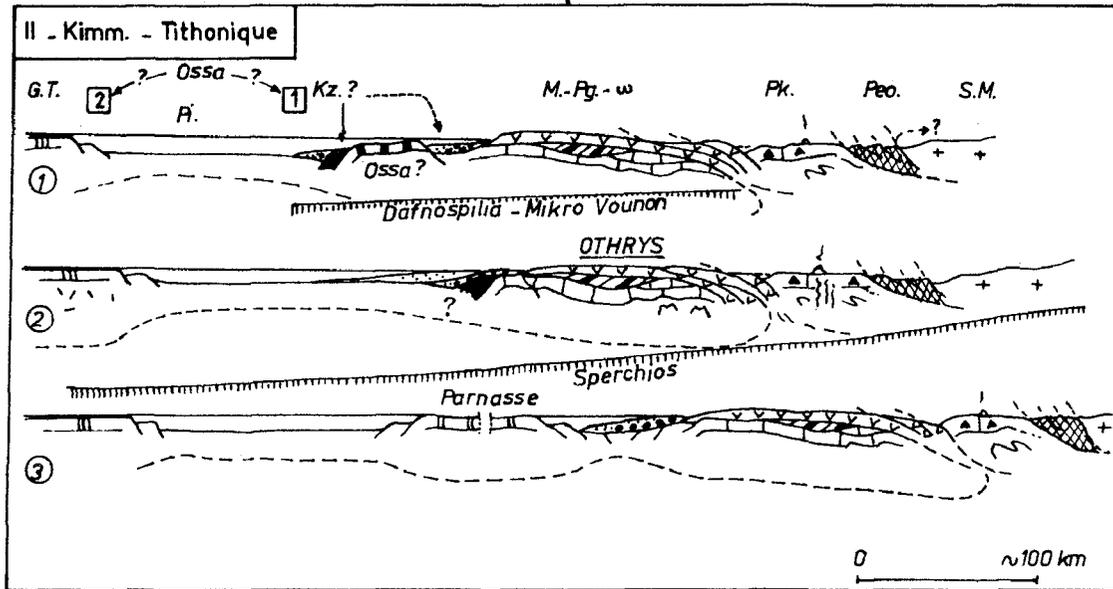


Fig. 343. - Evolution géodynamique du secteur étudié au Tertiaire dans le cadre des Hellénides (suite de A et B fig. 342).

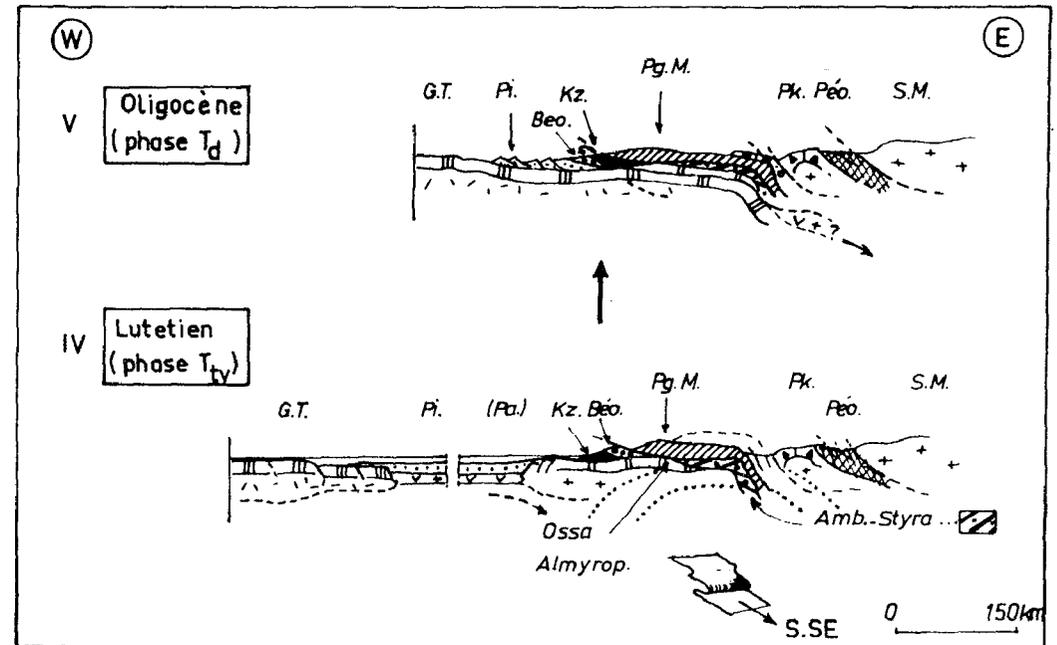
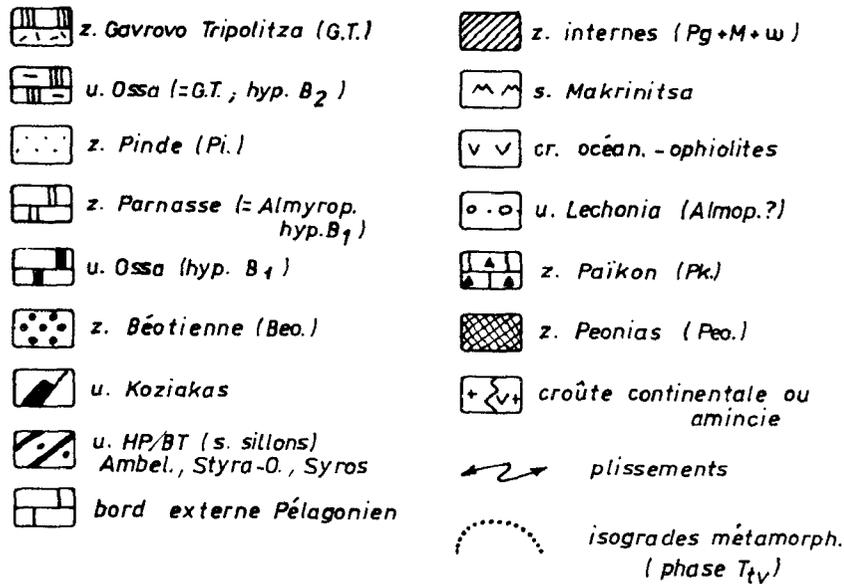
Pour l'hypothèse A la solution la plus simple est représentée : chaque phase tectonique aboutit à une collision liée à la disparition d'un bassin particulier (béotien-maliaque puis pindique).

Pour l'hypothèse B, deux cas sont envisagés selon que l'on considère que les séries d'Almyropotamos et de l'Ossa (et de l'Olympe ??) appartiennent à des zones situées :

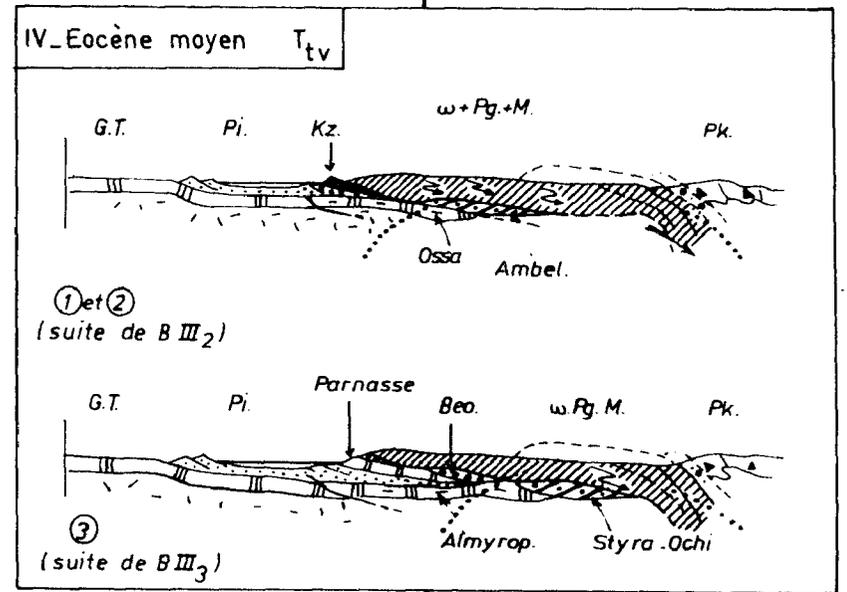
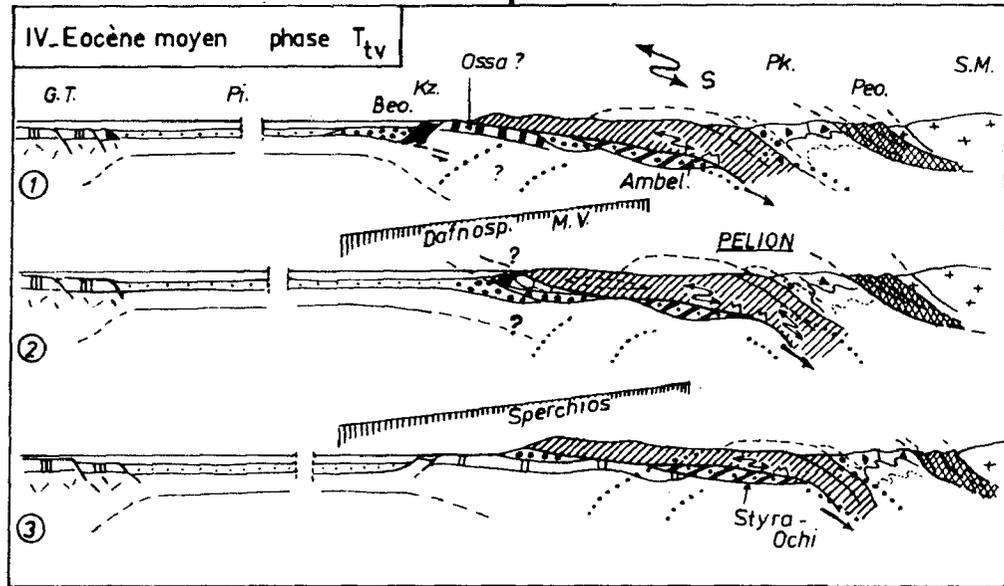
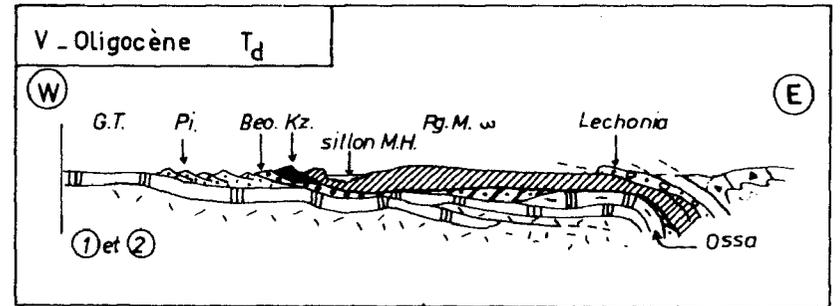
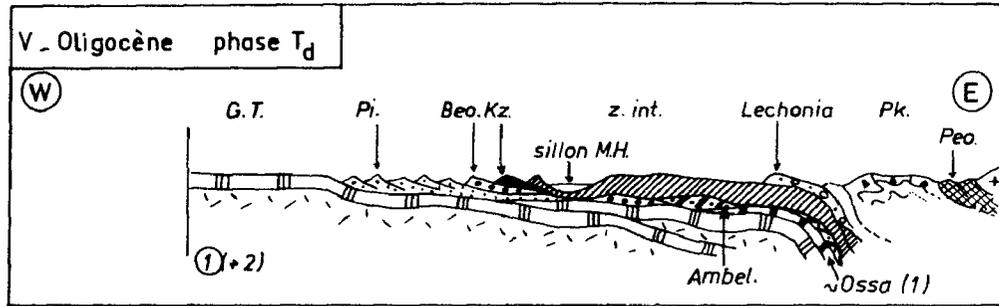
- + soit à l'Est du Pinde ; Hypothèse B 1 : explication simple de l'existence de déformations d'axe transverse dans la série de l'Ossa, par exemple (d'âge lutétien ?) ;
- + soit à l'Ouest du Pinde ; Hypothèse B 2 : explication simple de l'âge du flysch d'Almyropotamos. Dans cette hypothèse B 2 les coupes 1 et 2 pourraient être identiques ; le schéma de départ le plus simple correspondrait alors à la coupe 2 (B, II, III ; fig. 342).

Les séries HP /BT d'Ambelakia, Styra-Ochi et Syros (etc...) pourraient être homologues : elles proviendraient de sillons situés en position plus interne que les séries d'Ossa et d'Almyropotamos (béotien ou maliaque dans B 1 ; pindique, béotien ou maliaque dans B 2). L'existence de transversales majeures rend cependant cette homologie incertaine.

Le choix entre les solutions proposées (ou d'autres) dépendront surtout des datations paléontologiques ou radiométriques qui pourront être obtenues dans l'avenir sur ces séries en fenêtre, situées au Nord et au Sud du Pelion.



suite hypothèse A (fig. 342)



B₁

B₂

suite hypothèse B (fig. 342)

ANNEXES

ANNEXE N° 1 : Age de la partie sommitale des unités maliaques d'après les Radiolaires
(JP I 77, niveau 7, fig. 97 B et JP I 118, niveau 5, fig. 85).

	OXFORDIEN	KIMMERIDIEN	TITTONIQUE	BERRIASIEN
JF 1 - 118				
<i>Hesum maxwelli</i> PESSAGNO				
<i>Parvicingula boesii</i> gr. (PARONA)				
<i>Acanthocircus suboblongus</i> (YAO)				
<i>Stichocapsa convexa</i> YAO				
<i>Syringocapsa rotunda</i> (HINDE)				
<i>Angulobracchia digitata</i> BAUMGARTNER				
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> (RUST)			---	
<i>Tripocyclia trigonum</i> ? (RUST)			---	
<i>Parvicingula cosmoconica</i> (FOREMAN)			---	
<i>Eucyrtidium ptychum</i> RIEDEL et SANFILIPPO				-----
<i>Sphaerostylus lanceola</i> gr. (PARONA)				
<i>Tetratras(?) bulbosa</i> BAUMGARTNER				
<i>Archaeospongoprimum inlayi</i> PESSAGNO				
Fragments de <i>Higumastra inflata</i> (?) BAUMGARTNER				
<i>Zifardium (?) parpenum</i> (?)				
<i>Unuma (Spinunuma) echinatus</i> ICHIKAWA et YAO				
JF 1 - 77				
<i>Spongocapsula palmerae</i> PESSAGNO				
<i>Andromeda podbielensis</i> ? (OZVOLDOVA)				
<i>Obesacapsula morroensis</i> PESSAGNO				
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (RUST)				
<i>Hesum maxwelli</i> PESSAGNO				
<i>Parvicingula boesii</i> gr. (PARONA)				
<i>Emiluvigpessagnoï</i> FOREMAN				
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> ? (RUST)			---	
<i>Archaeospongoprimum praelongum</i> PESSAGNO				??
<i>Parvicingula cosmoconica</i> (FOREMAN)			---	
<i>Parvicingula procera</i> ? PESSAGNO				

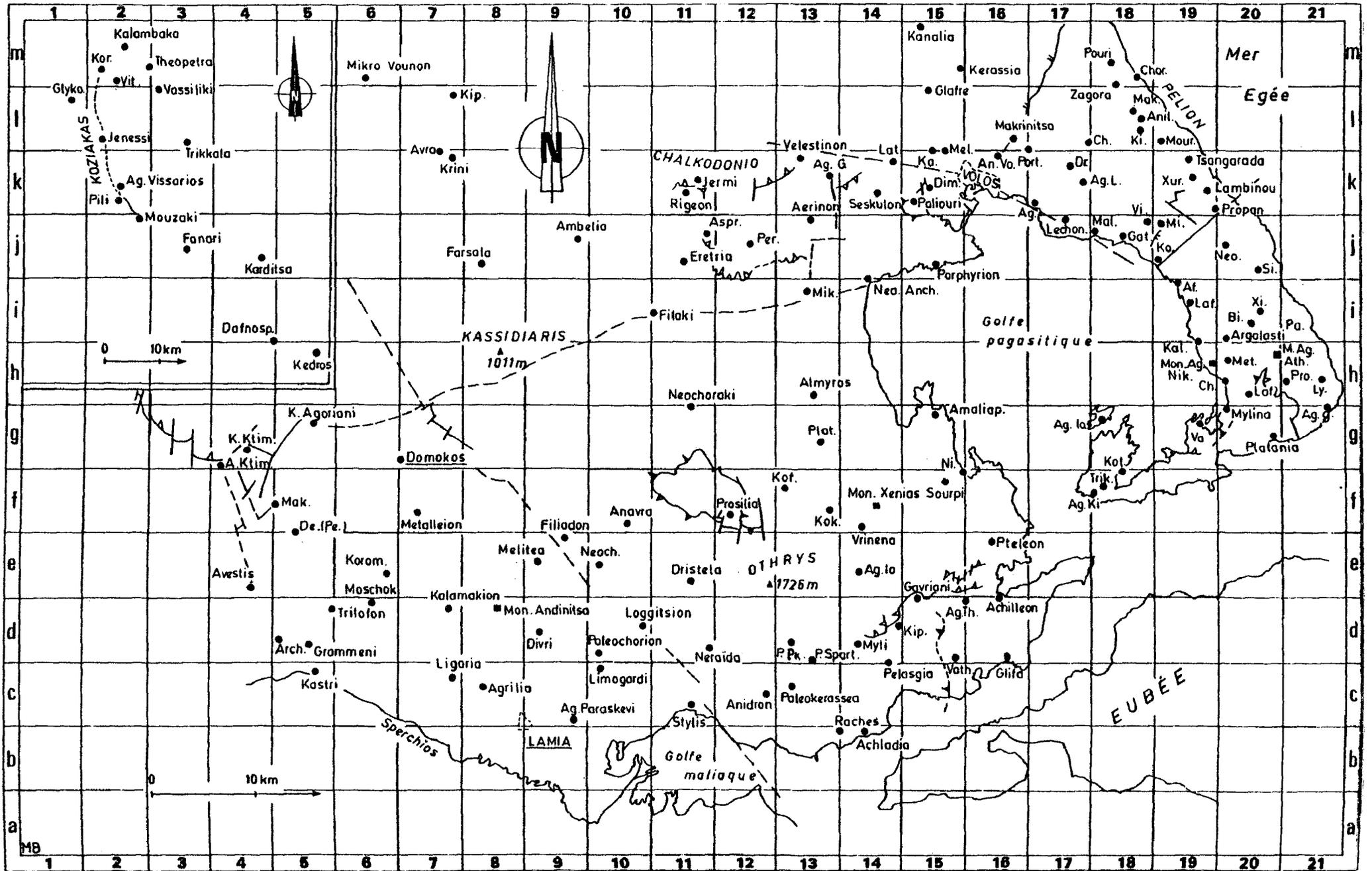
(déterminations I. Devos et P. De Wever).

ANNEXE N° 2 LOCALISATION DES VILLES ET VILLAGES LES PLUS SOUVENT CITES

(Les noms soulignés correspondent à des éléments structuraux importants)

<u>A</u>	Achilleon	16 e-d	<u>H, I</u>	-	<u>O</u>	-
	Achladia	14 b			<u>P</u>	Paleochorion 10 d
	Aerinion	13 j	<u>J</u>	Jenessi 2 l		Paleokerassea 13 c
	Afissos	19 i		Jermi 11 k		Paliouri 15 k
	Ag. Athanassics	20 h				Paltsi (Baltsi) 21 i
	Agios Georgios	131 k	<u>K</u>	Kakavos 15 k-1		Pelasgia 14 c
	" "	213 g		Kalamakion 7 d		Perivlepton 12 j
	" Ioannis	14 e		Kalambaka 2 m		Pili 2 k
	" Kiriaki	17-18 f		Kalamos 19 h		Platania 13 g
	" Laurentios	17 k		Karditsa 4 j		" 20 g
	" Nikolaos	19 h		Kastri 5 c		Porphyrion 15 j
	" Paraskevi	9 c		Kedros 5 h		Portaria 16-17 k-1
	" Theodori	15-15 d		Kerassia (A, K) 15 m		Pouri 18 m
	" Vissarios	2 k		Kiparissos 14 d		Promiri 21 h
	Agria	17 k		Kissos 18 l		Propan 19 k
	Agriolia	8 c		Koffi 13 f		Prosilia 12 f
	Almyros	13 h		Koromilia 2 m		Ptaleon 16 e
	Amaliapolis	15 g		" 6 e		
	Ambelia	9 j		Koropi 19 j	<u>Q</u>	-
	Anavra	10 f		Krini 7 k		
	Andinitza	8 d		Ktimeni (A, K) 4 g	<u>R</u>	Rigeon 11 k
	Anidron	12 c			<u>S</u>	Seskulon 14 k
	Anilion	18 l	<u>L</u>	Lafkos 20 h		(= Sesklo)
	Ano Volos	16 k		Lambinou 19 k		(= Seskoulon)
	Archanion	5 d		Lamia 8 c		Siki 20 j
	Argalasti	20 i		Latomion 14 k		Sourpi 15 f
	Asproja	11 j		Lechonia 17 j		Spartia (Paleo) 13 d
	Asvestis	4 e		Lefokastron 19 i		Stylis 11 c
	Avra	7 k		Limogardi 10 c		
				Loggitsion 10 d	<u>T</u>	Theopetra 2-3 m
<u>B</u>	Biri	20 i		Lyri 21 h		Trikkala 3 l
						Trikkeri 18 f
<u>C</u>	Chania	17 l	<u>M</u>	Makrinitza 16 l		Trilofon 5 d
	Chorefton	18 m		Makrirachi 18 l		Tsangarada 19 k
	Chorfon	20 h		" 4-5 f		
				Malaki 18 j	<u>U</u>	-
<u>D</u>	Dafnospilia	4 k-i		Melissatika 15 k-1		
	Derehi (Perivoli)	5 f		Melitea 9 e	<u>V</u>	Varlameika 19 g
	Dimini	15 k		Metalleion 7 f		Vassiliki 3 l
	Divri	9 d		Metochion 20 h		Vathykilon 15 d
	Domokos	7 g		Mikrothive 13 i		Velestinon 13 k
	Dristela	11 e		Mikro Vounon 6 m		Vitouma 2 m
				Milai (Milee) 19 j		Volos 16 k
<u>E</u>	Eretria	11 j		Moschokarya 6 d		Vrinena 14 f
				Mouresi 19 l	<u>W</u>	-
<u>F</u>	Farsala	8 j		Mouzaki 2 j		
	Filaki	11 i		Myli 14 d	<u>X</u>	Xinovriissi 20 i
	Filiadon	9 e		Mylina 20 g		Xurichti 19 k
					<u>Y</u>	-
<u>G</u>	Gatzea (A, K)	18 j	<u>N</u>	Nea Anchialos 14 i-j		
	Gavriani	15 d		Neochorion 10 e		
	Glafire	15 l		" 20 j		
	Glifa	16 d		Neochoraki 11 g	<u>Z</u>	Zagora 18 l-m
	Glykomilia	1 l		Neraida 11 d		
	Grammeni	5 d		Nies 15 f-g		

(les noms sont reportés en abrégé sur les cartes)



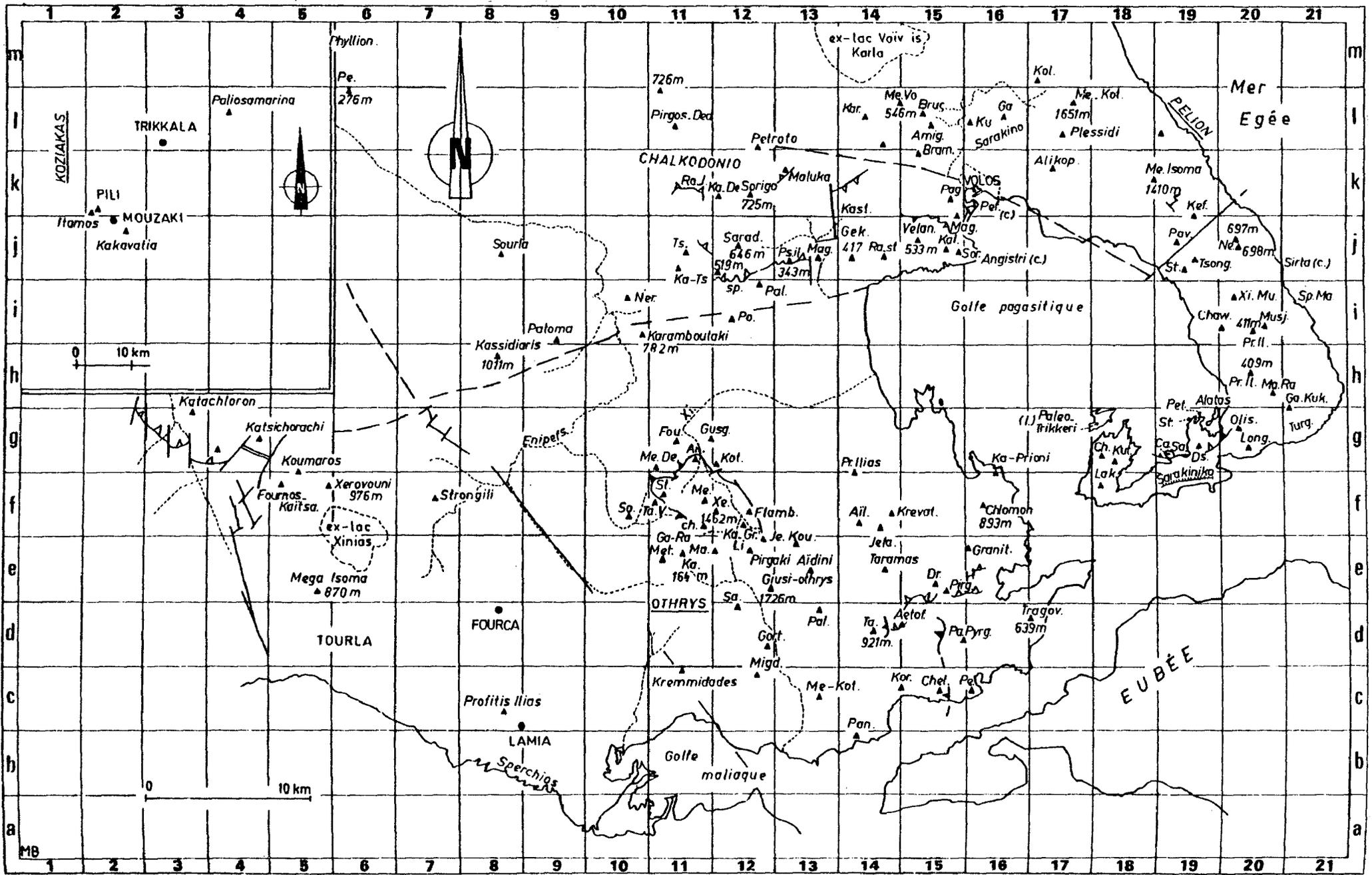
ANNEXE N° 3. LOCALISATION DES MONTS, CAPS (C), ILES (I), LACS ET GOLVES LES PLUS SOUVENT CITES

(Les noms soulignés correspondent à des éléments structuraux importants)

<u>A</u>	Aetofolia	14-15 d	Katsikorachi	4 g	Pirgos	15 e		
	Afdini	13 e	Kefales	19 j	Pirgos			
	Aflas	14 f	Korarisia	17 m	Dederjiannis	11 l		
	Alatas (I)	19 g	Korassis	14-15 c	Plessidi	17 l		
	Alikopetra	17 k	Kotsalos	12 g	Profitis Ilias	20 i		
	Altsani	14 l	Koullia	13 e	Profitis Ilias	14 f		
	Amigdalia	15 l	Koziakas (massif)	1 l-k	" (Lafku)	20 h		
	Anemorrachi	11 g	Kremmidades	11 c	" (Lamia)	8 c		
	Angistri (C)	16 j	Krevatia	14 f	Prosilia	14 k-1		
			Kukos	16 l	Psilorachi	13 j		
<u>B</u>	Bramorachi	15 k	Kutsumbi	18 g				
	Brus	15 l						
			<u>L</u>	Lakka	18 f	<u>Q</u>	-	
<u>C</u>	Canoni (C)	19 g	Likorrachi	12 e				
	Chatala	11 f	Longaria	20 g	<u>R</u>	Rachi Jiorgou	11 k	
	Chawali	20 i				Rachi Stamatai	14 j	
	Chelona	15 c	<u>M</u>	Magoula	15 j	<u>S</u>	Sapounas	12 d
	Chlomon	16 f	Maliaque	11-12 b			Saradsi	12 j
	Chondrorachi	18 g	Makra-Rachi	20 h			Sarakino	16 l
			Maluka	13 k			Sarakiniko	19 f
<u>D</u>	Drasia	15 e	Mavrika	12 e			Sastena (baie)	19 g
	Dsurani	19 g	Mega Dendron	11 g			Sirta (C)	20 j
			" Isoma	18-19 k			Sorigo	12 k
<u>E</u>	-		Mega Isoma	5 e			Soros	15 j
			" Kotroni	13 c			Sourla	8 j
<u>F</u>	Flambouri	12 f	Megalo Kotroni	17 l			Sovroni	10 f
	Fourca (col.)	8 d	Mega Vouni	14 l			Spalliki	12 j
	Fourni	11 g	Messo Vouni	11 f			Spilia Mavrias	21 i
	Fournos Kaftsa	5 f	Meterizia	11 e			Stavros (C)	19 g
			Migdalia	12 c			Strimbes	11 f
<u>G</u>	Galanos kukos	21 h	Musjes	20 i			Strongili	7 f
	Garmeni Rachi	11 e-f	Mutsu Rachi	20 i			Strongilo	19 j
	Gastilas	16 l						
	Gekos	14 j	<u>N</u>	Neochorion		<u>T</u>	Tambouri	
	Giusi-Othrys	12 e	(698 m)	20 j			Vassilia	11 f
	Gortses	12 d	Neraidifis	10 i			Taramas	14 e
	Granitsas	16 e					Taratsa	14 d
	Gusguni	11 g	<u>O</u>	Olison	20 g		Tourla	5-6 d
			Othrys	(cf. 11 d)			Tragovouni	17 d
<u>H</u>	-						Tsangli	
			<u>P</u>	Pagasitique			(Tsongoli)	11 j
<u>I</u>	Itamos	2 k	(golfe)	16-17 i			Tsongara	19 j
			Pagasse	15 k			Turgel	21 g
<u>J</u>	Jeladokrema	14 f	Paliochoro	12 i				
	Jerakovouni	12 e	Paleopyrgos	15 d				
			Paleo Trikkeri			<u>U</u>	-	
<u>K</u>	Kakavakia	2 j	(I)	18 g				
	Kalderimi	15 j	Paluki	13 d		<u>V</u>	Velanidia	15 j
	Karamboulaki	10 i	Panerja	14 b			Volvis (Wiwiis)	
	Karasu	14 l	Patoma	9 i			(Lac)	14 m
	Kasarma	11 e	Pavlakia	19 j				
	Kassidiaris	8 h	Pefkakia (C)	16 k		<u>W</u>	-	
	Kastani	14 k	Pelion	(cf. 19 l)				
	Kastro Deli	12 k	Perivolakia	16 c		<u>X</u>	Xerovouni	12 f
	Kastro Griva	12 f	Petraki	19 g			"	5 f
	Kastro Tsongoli	11 j	Petroto	12 l			Xingasi	20 i
	Katachloron	3 g	Phyllion				Xinias (Lac)	6 e-f
	Kato Prioni	16 f	(massif)	6 m			Xirias (R.)	11 g
			Pirgaki	12 e				

Y, Z

(les noms sont reportés en abrégé sur les cartes)



BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMIA S., BERGOUGNAN H., FOURQUIN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGOL N., RICOU L. et ZAKARIADZE G. (1980).- The Alpine Middle East between the Aegean of the Oman traverses. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. 28e Congrès géol. int. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115.
- ALBANDAKIS N.D. et KALLERGIS G.A. (1971).- Contribution to the knowledge of the age of shale-chert formation in Western Thessaly (Theopetra, Koziakas). *Bull. géol. Soc. hellén.*, VIII, p. 25-32.
- ALLEGRE C. et AUBOUIN J. (1980).- Associations mafiques ultra-mafiques dans les orogènes. *Colloq. int. C. N. R. S. Grenoble*, juin 1977. C. Allegre et J. Aubouin organisateurs. Editions C. N. R. S.
- ALTHERR R., HARRE W., KREUZER H., OKRUSCH M. et SEIDEL E. (1977).- On the age of the high-pressure metamorphism on Sifnos (Greece). Preliminary report. *In* : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Bijou-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int. Split (1976)*. Technip, Paris, p. 315-316.
- ALTHERR R., SCHLIESTEDT M., OKRUSCH M., SEIDEL E., KREUZER H., HARRE W., LENZ H., WENDT I. et WAGNER G.A. (1979).- Geochronology of high-pressure Rocks on Sifnos (Cyclades Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 245-255.
- ALTHERR R. et SEIDEL E. (1979).- Speculations on the geodynamic evolution of the Attic-cycladic crystalline complex during alpidic times. *VI Colloq. Geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, I, p. 347-352.
- AMSTUTZ G.C. (1968).- Les laves spilitiques et leurs gîtes minéraux. *Geol. Rdsch.*, 57/3, p. 936-954.
- AMSTUTZ G.C. (1974).- Spilites and spilitic rocks. *Inter Union G. Sci.*, A 4, 482 p. Amstutz (Ed.).
- ANGELIER J. (1979).- Néotectonique de l'Arc Egéen. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 3, 417 p.
- ANGELIER J., CANTAGREL J.M. et VILMINOT J.C. (1977).- Néotectonique cassante et volcanisme plio-quaternaire dans l'arc égéen interne : l'île de Milos (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 1, p. 119-124.
- ANGELIER J. et LE PICHON X. (1978).- L'arc hellénique, clé de l'évolution cinématique de la Méditerranée orientale depuis 13 M.A. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 1325-1328.
- ANONYMOUS (1972).- Penrose field conference. Ophiolites. *Geotimes*, 17, 12, p. 24-25.
- ARDAENS R. (1978).- Géologie de la chaîne du Vardoussia, comparaison avec le Massif du Koziakas (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- ARDAENS R., COLIN J.P. et KOZUR H. (1979).- Sur la présence du Scythien supérieur fossilifère dans la chaîne du Vardoussia (Grèce continentale): Conséquences paléogéographiques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 132-135.
- ARGYRIADIS I. (1978).- Le Permien alpino-méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. Thèse, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 2 vol., 302 p. et 190 p.
- ARGYRIADIS I., DE GRACIANSKY P.C., MARCOUX J. et RICOU L.E. (1980).- The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia Africa. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. 28e Congrès géol. int. Paris, 1980. *Mém. B. R. G. M.* n° 115, p. 199-214.
- AUBOUIN J. (1957).- Sur la géologie de la bordure méridionale de la plaine de Trikkala (Thessalie). *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, p. 222-232.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. géol. Pays hellén.*, 10, 525 p. Thèse, Univ. Paris, 1958
- AUBOUIN J. (1960).- Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 487-526.

- AUBOUIN J. (1964).- Réflexion sur le faciès "ammonitico-rosso". *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, p. 475-501.
- AUBOUIN J. (1964).- Réflexion sur le problème des flyschs et des molasses : son aspect dans les Hellénides (Grèce). *Eclogae geol. Helv.*, 57/2, p. 451-496.
- AUBOUIN J. (1973).- Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, (1974), p. 426-460.
- AUBOUIN J. (1977).- Sur la position tectonique des ophiolites. *Colloq. int. C. N. R. S.*, n° 272, Associations mafiques ultramafiques dans les orogènes, p. 185-196.
- AUBOUIN J. (1982).- Vergence océanique et vergence continentale dans l'Ouest Pacifique : subductions, mers marginales, orogènes anciens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 285-290.
- AUBOUIN J. et BLANCHET R. (1981).- Subduction and tectonics. Discussion on the results of the Ipod Program in active margins. Subduction tectonique Marges actives IPOD. *Oceanologica acta*, 1981. 26e Congrès géol. int. Paris, 1980, p. 284-294.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P. (1970).- Essai sur la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 6, p. 1060-1095.
- AUBOUIN J. et BONNEAU M. (1977).- Sur la présence d'un affleurement de flysch éocrétaqué (Béotien au front des unités du Koziakas (Thessalie, Grèce) : la limite entre les zones externes et les zones internes dans les Hellénides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, p. 2075-2078.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFILIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970).- Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique sub-pélagonienne. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 4, p. 277-306.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J., LYS M., MARIE P., NEUMANN M., SIGAL J. et SORNAY J. (1960).- Le Crétacé supérieur en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 452-469.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1963).- Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre à la mémoire de P. Fallot. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 1960-1963, p. 583-610.
- AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1975).- Les transversales dinariques dérivent-elles de paléofailles transformantes ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 347.
- AUBOUIN J. et GUERNET C. (1963).- Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 821-827.
- AUBOUIN J., LE PICHON X., WINTERER E. et BONNEAU M. (1979).- Les Hellénides dans l'optique de la Tectonique des Plaques. *VI Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1333-1367.
- AUBOUIN J., MATTAUER M. et ALLEGRE C. (1977).- La couronne ophiolitique périaustralienne : un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, p. 953-956.
- AUMENTO F., LONCAREVIC B.D. et ROSS D.I. (1971).- Hudson geotraverse : geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. *Phil. Trans. r. Soc. London*, A, 268, p. 623-650.
- AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J., NICOLAS A., OLIVET J.L. et RIBEIRO A. (1979).- Le banc de Gorringe : résultats de la campagne Cyagor (août 1977). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXI, 5, p. 545-556.
- AVIAS J.V. (1977).- About some features of allochthonous ophiolitic and vulcanosedimentary suites units and their contact zones in New Caledonia. *Int. Symp. on Geodynamics in South-West Pacific*, Nouméa. Technip, p. 245-263.
- BAILEY E.B. et MAC CALLIEN W.J. (1950).- The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, 166, p. 938-940.
- BALLY A.W., BERNOULLI D., DAVIS G.A. et MONTADERT L. (1981).- Listric normal faults. *Oceanologica acta*. 26e Congrès géol. int. Paris, 1980, p. 87-101.
- BANNERT D. et BENDER H. (1968).- Zur geologie der Argolis Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 151-162.
- BARBERI F., BONATTI E., MARINELLI G. et VARET J. (1974 b).- Transverse tectonics during the split of a continent : data from the Afar Rift. *Tectonophysics*, 23, p. 17-29.

- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J. et VILLARI L. (1974 a).- Evolution of Aeolian arc volcanism. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 21, p. 269-276.
- BASSOULET J.P. (1973).- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). Thèse Sci., Paris.
- BASSOULET J.P. et FOURCADE E. (1979).- Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 69-71.
- BAUDRON J.C. et MAURY R.C. (1980).- Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system. Age and Petrology of the Jabal Al Abyad volcanic chain (Khaybar Plateau, Saudi Arabia). *Roma Accademia Nazionale dei Lincei*, 1980, *Atti dei convegni lincei* 47.
- BAUMGARTNER P.O. et BERNOULLI D. (1976).- Stratigraphy and Radiolarian Fauna in late Jurassic-early Cretaceous section near Achladi Euvoia (Eastern Greece). *Eclogae geol. Helv.*, 69, p. 601-629.
- BAVAY P. et ROMAIN-BAVAY D. (1980).- L'unité de Styra-Ochi : un ensemble métamorphique de type schistes bleus d'âge alpin dans le massif d'Attique-Cyclades (Eubée du Sud, Grèce). Thèse 3e cycle, Orsay, 358 p.
- BAVAY D., BAVAY P., MALUSKI H., VERGELY P. et KATSIKATSOS G. (1980 a).- Datations par la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de minéraux de métamorphisme de Haute Pression en Eubée du Sud (Grèce). Corrélation avec les événements tectono-métamorphiques des Hellénides internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 1051-1054.
- BAVAY D., BAVAY P., VERGELY P. et MALUSKI H. (1980 b).- Déformations superposées et métamorphismes alpins en Eubée du Sud (Grèce) : résultats préliminaires. *8e Réun. ann. Sci. Terre*, Marseille. *Soc. géol. Fr.* éd.
- BEBIEN J. (1977).- Mafic and ultramafic rocks associated with granites in the Vardar zone. *Nature*, 270, p. 232-234.
- BEBIEN J. (1980).- Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO_2 : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *J. Volcanol. and Geothermal Research*, 8, p. 337-342.
- BEBIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHOROWICZ J., LAPIERRE H. et RAMPNOUX J.P. (1978).- Le volcanisme triasique des dinarides en Yougoslavie. Sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. *Tectonophysics*, 47, p. 159-176.
- BEBIEN J. et CAGNY C. (1980).- Differentiation des magmas ophiolitiques : l'exemple du cortège de Guevgueli. *Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 1979. *Geol. Survey Department*, Nicosia, p. 351-359.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et VERGELY P. (1980).- Diversity of the Greek Ophiolites : Birth of oceanic basins in transcurrent systems. *Ophioliti*, S.I. 2, p. 129.
- BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU Th. et SAGON J.P. (1977).- Le volcanisme dévono-dinartien. Élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In : "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". *Colloq. int. C. N. R. S* Rennes, 243, p. 275-291.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1979).- Geochemical discrimination between ocean floor and Island arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Ophioliti*, 4, 1, p. 67-71 (résumé). *Canad. J. Earth Sci.*, 16, 9, p. 1874-1882.
- BECHON F. (1979).- Etude minéralogique et géochimique de quelques laves de Mamonia (Chypre occidentale). D. E. A., Univ. Nancy.
- BECK C. (1972).- Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale du massif de l'Othrys (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, 59 p.
- BECK C. (1975).- Etude géologique des formations allochtones du synclinorium est-étolique (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille.
- BECK C. (1980).- Essai d'interprétation structurale et paléogéographique des "roches vertes du Pinde d'Étolie" (Grèce continentale méridionale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 355-365.
- BENDER H. (1967).- Der nachweis von unter-anis ("Hydasp") auf der insel Chios. *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, p. 465-540.
- BENDER H., HIRSCHBERG K., LEUTERITZ K. et MANZ H. (1960).- Zur Geologie der Olonos Pindos und der Parnass Kiona Zone im Tal des Asklepion (Argolos). *Ann. géol. Pays hellén.*, 2, p. 201-213.
- BENDER H. et KOCKEL W. (1963).- Die Conodonten der Griechischen Trias. *Ann. géol. Pays hellén.*, 14, p. 436-445.

- BERARD-BERGERY M. (1980).- La série volcano-sédimentaire du Trias moyen du Vardoussia (Hellénides externes). Etude pétrographique et géochimique. D. E. A., Univ. Nancy.
- BERGER W.H. (1972).- Deep-sea carbonates : dissolution facies and age - depth constancy. *Nature* 236, p. 392.
- BERGER W.H. et WINTERER E.L. (1974).- Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In pelagic sediments on land and under the sea. *Spec. Publ. int. Assoc. Sedim.*, 1, p. 11-48.
- BERGOUGNAN et FOURQUIN (1980).- Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à l'Iran central : le domaine irano-balkanique. *Bull. Soc. géol. Fr.* XXII, p. 61-83.
- BERNOULLI D. et JENKINS H.C. (1974).- Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Dott et Shaver (Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 19, p. 129-160.
- BERNOULLI D. et LAUBSCHER H. (1972).- The Palinspatic Problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 107-118.
- BERNOULLI D. et LEMOINE M. (1980).- Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille 26e Congrès géol. int. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 168-179.
- BESENECKER H., DURR S., HERGET G., JACOBSHAGEN V., KAUFFMANN G., LUDTKE G., ROTH W. et TIETZE K.W. (1968).- Geologie von Chios (Agais). *Geologica et Palaeontologica*, 2, p. 121-150.
- BIGNOT G., FLEURY J.J. et GUERNET C. (1971).- Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur et du flysch en Eubée moyenne (zone pélagonienne, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, (1970), p. 484-489.
- BIGNOT G. et GUERNET C. (1968).- L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région de Laryma, au Nord des lacs thébains (Grèce). *Rev. Micropaléont.*, 10/4, p. 261-270.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens. Biju-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int. Split* (1976). Technip, Paris, p. 143-164.
- BIZON G., BIZON J.J., LALECHOS N. et SAVOYAT E. (1968).- Présence d'Eocène transgressif en Thessalie. Incidences sur la paléogéographie régionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 36-38.
- BIZON G., BONNEAU M., LEBOULENGER P., MATESCO S. et THIEBAULT F. (1976).- Sur la signification et l'extension des "massifs cristallins externes" en Péloponnèse méridional et dans l'Arc égéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 337-345.
- BIZON G. et THIEBAULT F. (1974).- Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 9-12.
- BLAKE M.C., BONNEAU M., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEVRIER C., MALUSKI H. et PAPANIKOLAOU D. (1981).- A geologic reconnaissance of the Cycladic Blueschist Belt (Greece). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1, 92, p. 247-254.
- BLAKE M.C. et JONES D.L. (1974).- Origin of franciscan melanges in Northern California. In : Modern and ancient Geosynclinal Sedimentation. Dott et Shaver (Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 19, p. 345-355.
- BLANCHET R. (1966).- Sur l'âge tithonique-éocrétacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie : le flysch de Vranduk (Yougoslavie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 401-403.
- BLANCHET R. (1973).- Contribution à l'étude des Dinarides. Un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au Bassin pannonique. Thèse Sci., Paris.
- BLANCHET R. (1975).- De l'Adriatique au Bassin pannonique ; essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 120, (1974), 172 p.
- BLANCHET R. (1977).- Bassins marginaux et Téthys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens. Biju-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int. Split* (1976). Technip, Paris, p. 47-72.
- BLANCHET R. (1980).- Tectonique sur la marge active des Mariannes, dans le Pacifique occidental. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 182-185.
- BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J. et RAMPNOUX J.P. (1970).- Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie : l'Unité du Flysch Bosniaque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, (1969), p. 871-880.

- BLANCHET R., HUSSONG D., UYEDA S. et l'équipe scientifique du Leg 60 (1979).- Un profil complet d'une marge active de l'Ouest Pacifique : le système des Mariannes, Leg 60 (D. S. D. P.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXI, 5, p. 529-532.
- BLEHAUT E. (1975).- Etude stratigraphique du flysch béotien et du mélange dans la région centrale du massif de l'iti (Grèce continentale). D. E. A., Lille, 96 p.
- BLUMENTHAL M. (1931).- Über den tektonischen Verbrand osthellenischer Gebirge. *Eclogae geol. Helv.*, 24, p. 347-372.
- BOBLAYE E.P. et VIRLET T. (1833).- Expédition scientifique de Morée. *Sect. Sci. Phys. Géol. et Minéral.*, 2, Paris (non consulté).
- BOCCALETTI M., MANETTI P. et PECCERILLO A. (1974).- The Balkanids as an Instance of Back-Arc Thrust Belt. Possible relation with the Hellenids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 1077-1084.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Doc. Etat, Grenoble, 489 p.
- BOILLOT G. (1977).- Modèles actualistiques des Hellénides.- In Dercourt et al., 1977. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 83.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPROBST J., MERGOIL-DANIEL et TORRENT G. (1980).- Ocean-continent boundary off the Iberian Margin : a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48, p. 23-24.
- BONNEAU M. (1973).- Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'Arc égéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 1453-1456.
- BONNEAU M. (1982).- Evolution géodynamique de l'Arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Soc. géol. Fr.*, 2, (à paraître).
- BONNEAU M., ANGELIER J. et EPTING M. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Crète (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 87-102.
- BONNEAU M., BLAKE M.C., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER C., MALUSKI H. et PAPANIKOLAOU D. (1980).- Sur la signification des séries métamorphiques (schistes bleus) des Cyclades (Hellénides, Grèce). L'exemple de l'île de Syros. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1463-1466.
- BONNEAU M., FERRIERE J. et THIEBAULT F. (1980 c).- Les Hellénides, p. 108-115. In "Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale" par Cadet et al., 1980. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. *26e Congrès géol. int.*, Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 108-115.
- BONNEAU M., GEYSSANT J., KIENAST J.R., LEPVRIER C. et MALUSKI H. (1980 b).- Tectonique et métamorphisme Haute Pression d'âge éocène dans les Hellénides : exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 171-173.
- BONNEAU M. et KIENAST J.R. (1982).- Subduction, collision et schistes bleus : l'exemple de l'Égée (Grèce). (à paraître).
- BORNOVAS J. (1960).- La prolongation du sillon mésohellénique dans la région du Mont Oeta (Phthiotide, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 25-26.
- BORNOVAS J. et PHILIPPAKIS N. (1969).- Cartes géologiques à 1/50 000 : Farsala et Sofadhes. I. G. M. E. (Athènes, Grèce).
- BOSELLINI A. et WINTERER E.L. (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic : A genetic model. *Geology*, 3/5, p. 279-282.
- BOUE A. (1840).- Présentation d'une carte géologique de la Turquie d'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), V, p. 265 (non consulté).
- BROWNIMANN P., CADET J.P. et ZANINETTI L. (1973).- Sur quelques Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) de Bosnie-Herzégovine méridionale, Yougoslavie. *Riv. ital. Paleont.*, 79, 4, p. 461-478.
- BROQUET P. (1973).- Olistostrome, olistolite et klippe sédimentaire. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 3e série, 20.
- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 8, 258 p.
- BRUNN J.H. (1959 a).- Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 138.

- BRUNN J.H. (1959 b).- La dorsale médioatlantique et les épanchements ophiolitiques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 234.
- BRUNN J.H. (1960 a).- Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 470-486.
- BRUNN J.H. (1960 b).- Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolithique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 3, p. 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.*, 4, p. 89-96 et 181-202.
- BRUNN J.H., CLEMENT B. et DERCOURT J. (1979).- Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides. *VI Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 21-60.
- BRUNN J.H., FAUGERES L. et ROBERT P. (1972).- Une nouvelle série du Jurassique moyen-Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 26-28.
- CADET J.P. (1970).- Esquisse géologique de la Bosnie herzégovine et du Monténégro occidental (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 973-985.
- CADET J.P. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie herzégovine et du Monténégro. Essai sur l'évolution alpine d'une paléomarge continentale. Thèse Sci., Orléans. Voir aussi *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 133, (1978).
- CADET J.P., BONNEAU M., CHARVET J., DURR S., ELTER P., FERRIERE J., SCANDONE P. et THIEBAULT F. (1980).- Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. In : *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. 26e Congrès géol. int.*, Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 98-118.
- CAMERON W.E., NISBET E.G. et DIETRICH V.J. (1980).- Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. *Proceedings. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus (1979), p. 182-192.
- CANN J.R. (1970).- New model for the structure of the ocean crust. *Nature*, 226, p. 928-930.
- CAPREDI S., VENTURELLI G., BOCCHI G., DOSTAL J., GARUTI G. et ROSSI A. (1980).- The Geochemistry and Petrogenesis of an Ophiolitic Sequence from Pindos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, p. 189-200.
- CAYEUX L. (1902).- Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crête. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 134, p. 1116-1119.
- CAYEUX L. (1903).- Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 136, p. 474-476.
- CAYEUX L. (1904).- Géologie des environs de Nauplie. Existence du Jurassique supérieur et de l'infra-Crétacé en Argolide (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IV, p. 87-105.
- CAYEUX L. (1911).- Existence de calcaires à Gyroporelles dans les Cyclades (Mykonos). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 152, p. 292-294.
- CAYEUX L. et ARDAILLON E. (1901).- Preuve de l'existence du Trias en Grèce. Position stratigraphique du calcaire du Cheli. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 133, p. 1254-1256.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, 13, 446 p.
- CELET P. (1976).- A propos du Mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 299-307. *Colloq. int. C. N. R. S. Paris*, 244, p. 103-111.
- CELET P. (1979).- Les bordures de la zone du Parnasse (Grèce). Evolution paléogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux. *VI Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), II, p. 725-740.
- CELET P., ARDAENS R., COURTIN B. et FERRIERE J. (1978).- Signification des séries du Koziakas et du Vardoussia (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 229-232.
- CELET P., CADET J.P., CHARVET J. et FERRIERE J. (1977 a).- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and hellenic ranges : a comparison. In : *Histoire structurale des bassins méditerranéens*, Biju-Duval et Montadert (Ed.). *Symp. int.*, Split (1976). Technip, Paris, p. 35-46.
- CELET P. et CLEMENT B. (1971).- Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. *C. R. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, p. 43-47.

- CELET P., CLEMENT B. et FERRIERE J. (1976).- La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae géol. Helv.*, 63/3, p. 577-599.
- CELET P., CLEMENT B. et LEGROS G. (1974).- Sur la présence de flysch béotien dans le domaine du Parnasse (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 1689-1692.
- CELET P., COURTIN B. et FERRIERE J. (1980).- Les ophiolites des Hellénides centrales dans leur contexte géotectonique. Ophiolites. Proceedings. *Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus (1979), p. 360-371.
- CELET P. et FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : le Pélagonien. *Eclogae géol. Helv.*, 71/3, p. 467-495.
- CELET P., FERRIERE J. et WIGNIOLLE E. (1977 b).- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 935-942.
- CHAMLEY H. (1981).- Long-term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanologica acta*, 1981. 26e Congrès géol. int. Paris, 1980, p. 105-110.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publication n° 2.
- CHARVET J. (1980).- Développement de l'orogène dinarique d'après l'étude du secteur transversal de Sarajevo (Yougoslavie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 22, p. 29-50.
- CHARVET J., FISCHER R. et KAUFFMANN G. (1974).- Précisions sur le Trias pélagique des Dinarides au Nord de Sarajevo. *Ann. Soc. géol. Nord*, 94, p. 109-116.
- CHENEVART C. et KATSIKATSOS G. (1966).- Passage latéral des sédiments permo-carbonifères aux marbres et schistes métamorphiques, en Eubée (Grèce). *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 10, p. 153-158.
- CHOROWICZ J. (1975).- Le mécanisme de la structure transversale de Split-Karlovac, dans les Dinarides yougoslaves. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 2313-2316.
- CHOROWICZ J. (1977).- Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publication n° 1.
- CHRISTODOULOU G. (1967).- On the geology of Central Euboea. Relationship on its semimetamorphic and sedimentary rocks with the metamorphic system of southern Euboea. *Bull. geol. Soc. Greece*, 2, p. 400-421.
- CHRISTODOULOU G. (1969).- On the geology of the Thivai-Paralimni area. *Bull. geol. Soc. Greece*, 13, p. 1-54.
- CHRISTODOULOU G. et TSAILA-MONOPOLIS S. (1975).- Microfaciès de la zone Est-hellénique. *Natl. Inst. Geol. Min. Res. Athènes*, XVII/1.
- CHRISTODOULOU Th. (1971).- Etude du système métamorphique des environs de Velestinon. Zone sub-pélagonienne (SE Thessalie). *Bull. geol. Soc. Greece*, 8, p. 135-141.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et SCOLARI A. (1971).- Metamorphic white micas : definition of paragenetic fields. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 51, p. 259-302.
- CIRIC B. (1954).- Einige Betrachtungen über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden. *Bull. Serv. géol. et géoph. R. P. Serbie*, XI, p. 31-88.
- CIRIC B. et KARAMATA S. (1960).- L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 376-380.
- CLEMENT B. (1968).- Observations sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 332.
- CLEMENT B. (1971).- Découverte d'un flysch éocrétaqué en Béotie (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, p. 791-792.
- CLEMENT B. (1972).- Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud Ouest des monts Géranéés (Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCII, p. 171-175.
- CLEMENT B. (1976).- Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques : l'Attique-Béotie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 309-316.
- CLEMENT B. (1979).- Relations structurales entre la zone du Parnasse et la zone pélagonienne en Béotie (Grèce continentale). *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 237-251.
- CLEMENT B., COMBES P.J. et FOURCADE E. (1978).- Problèmes posés par une série flyschoides et des latérites chromo-nickelifères associées dans la région d'Antikyra (Béotie, Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 233-242.

- CLEMENT B. et FERRIERE J. (1973).- La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 481-484.
- CLEMENT B. et GROS J.C. (1978).- Contribution des documents obtenus par le satellite Landsat 1 à la géologie structurale du Sud de la Grèce continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, p. 221-224.
- CLEMENT B., GUERNET C. et LYS M. (1971).- Données nouvelles sur le Carbonifère et le Permien du mont Beletsi, en Attique (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 1, p. 88-91.
- CLEMENT B. et KATSIKATSOS G. (1982).- Etude géologique d'un secteur des zones internes des Hellenides : l'Attique septentrionale (Grèce continentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, CI, 1981, p. 87-96.
- CLEMENT B. et LAPIERRE H. (1980).- Coulées volcaniques dans le Paléozoïque supérieur des zones internes helléniques (Grèce continentale). Environnement sédimentaire et caractérisation pétrographique. *Tectonophysics*, 70, p. 281-283.
- CLOSS H., ROEDER D.H. et SCHMIDT K. (eds) (1978).- Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses, Stuttgart (Schweizerbart), 620 p.
- COLEMAN R.G. (1971).- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. geophys. Res.*, 76, p. 1212-1222.
- COLEMAN R.G. (1977).- Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere ? *Springer-Verlag*, Berlin-Heidelberg-New York.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y. et VUAGNAT M. (1976).- Pumpellyite Actinolite Facies schists of the Taveyanne Formation near Loeche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, 17, 4, p. 440-471.
- COURTIN B. (1977).- Etude géologique de la bordure méridionale de la plaine de Thessalie. D. E. A., Lille, 168 p.
- COURTIN B. (1979).- Etude géologique de la région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 295 p.
- COURTIN B. et FERRIERE J. (en prép.)- Relations entre bassins ophiolitique et maliaque en Othrys occidentale (Grèce continentale).
- COURTIN B., ZANINETTI L. et ALTINER D. (1981).- Sur l'existence de calcaires de plate-forme d'âge triasique en Othrys occidentale (Grèce continentale) ; importances paléogéographiques et géodynamiques. Etude des Foraminifères. *Rev. Paléobiologie Mus. Hist. nat.* (Genève).
- COUSIN M. (1981).- Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. géol. Nord*, Publication n° 5.
- COWAN D.S. (1978).- Origin of blueschist bearing chaotic rocks in the Franciscan complex, San Simeon, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1415-1423.
- CREUTZBURG N. et SEIDEL E. (1975).- Zum stand der geologie des Präneogens auf Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 149, p. 363-383.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. et CHANNELL J. (1980).- Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. *26e Congrès géol. int. Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 331-351.
- DAVIES H.L. (1977).- Crustal structure and emplacement of ophiolite in Southeastern Papua-New Guinea. Associations mafiques, ultra-mafiques dans les orogènes. *Colloq. int. C. N. R. S.*, n° 272, p. 17-33.
- DAVIS E. et JUNG D. (1978).- Metamorphe facies und Geochemie der glaukophangesteine von Pilion. *Prakt. Acad. Athènes*, p. 537-553.
- DAVIES H.L. et SMITH I.E. (1971).- Geology of Eastern Papua. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 3299-3312.
- DECROUEZ D. (1976).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponnèse septentrional, Grèce). Thèse Sci., Genève, n° 1 708.
- DEER W.A., HOWIE H. et ZUSSMAN J. (1962).- Rock forming minerals (Londres) Longman, green and Co Ltd.
- DEGARDIN J.M. (1971).- Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale). D. E. A., Lille.
- DE GRACIANSKY P.C. (1973).- Le problème des "coulored melanges". A propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Lycie occidentale (Turquie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XV, 5, p. 555-566.

- DE LA ROCHE H. et LETERRIER J. (1973).- Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 3115-3118.
- DE LA ROCHE H., ROCCI G. et JUTEAU T. (1974).- Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. *Springer-Verlag, Amstutz* (éd.), p. 39-58.
- DEPRAT J. (1904).- Note sur la géologie du massif du Pelion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), IV, p. 299-338.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays hellén.*, 15, 418 p.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.
- DERCOURT J., AUBOUIN J., SAVOYAT E., DESPRAIRIES A., TERRY J., VERGELY P., MERCIER J., GODFRIAUX I., FERRIERE J., FLEURY J.J., CELET P. et CLEMENT B. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 5-70.
- DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., DE WEVER P., FERRIERE J., GRANDJACQUET C., HACCARD D., TERRY J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Importance d'une tectonique Jurassique supérieur sur la marge de la plaque d'Apulie (Hellénides et Apennins ligures). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 917-925.
- DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J. et MEILLIEZ F. (1973).- Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce) : le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. *Ann. géol. Pays hellén.*, 25, p. 397-406.
- DERCOURT J., MAKRIS J. et MELIDONIS N.V. (1980).- Grèce - Introduction à la Géologie générale. Livret-guide excursions : 160 C - 162 C. *26e Congrès géol. int.* Paris, 1980, 159 p.
- DERCOURT J. et MAUVIER A. (1963).- Sur l'âge carnien des tufs d'Epidaure (Argolide, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 307.
- DE ROEVER W.P. (1957).- Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete. Brushstücke der Peridotit-Schale. *Geol. Rdsch.*, 46, p. 137-146.
- DERYCKE F. et GODFRIAUX I. (1978).- Découverte de microfaunes paléogènes dans le flysch métamorphique de Spilia (Ossa, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 555-558.
- DERYCKE F., GODFRIAUX I. et ROBASZYNSKI F. (1974).- Sur quelques paragenèses du métamorphisme de haute pression-basse température dans l'Ossa et le pourtour de la fenêtre de l'Olympe (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, p. 227-230.
- DESIO A. (1930).- Sulla presenza del Silurano fossilifero nell'isola di Coe (Eges). *Red. Acad. Lincei*, 11, p. 1020-1021 (non consulté).
- DESMET A. (1977).- Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillow-lavas du Troodos (Chypre). Thèse spécialité, Nancy, 221 p.
- DESPRAIRIES A. (1977) in DERCOURT et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 5-70.
- DESPRAIRIES A. (1979).- Etude sédimentologique de formations à caractère flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S. n° 136. Thèse, Orsay, 1977.
- DE WEVER P. (1976).- La "formation à blocs" : olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 21-24.
- DE WEVER P. (1982).- Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys (systématique, stratigraphie). *Soc. géol. Nord*, Publication n° 7, 355 p.
- DE WEVER P. et CABY R. (1981).- Datation de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, p. 467-472.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1970).- Mountain belts and the new global tectonics. *J. geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1971).- Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland. *J. geophys. Res.*, 76, p. 3179-3206.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B. et BONIN J. (1973).- Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, p. 3137-3180.

- DIMITRIADIS S. et DIXON J. (1982).- Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Zone, Lake Volvi, Greece. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 32 ; Edinburgh, sept. 1982).
- DIMITRIJEVIC M.D. et DIMITRIJEVIC M.N. (1973).- Olistostrome melange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *J. Geol.*, 81, p. 328-340.
- DOUVILLE H. (1896).- Sur une Ammonite triasique recueillie en Grèce. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 24, p. 799-800 (non consulté).
- DUBERTRET L. (1939).- Sur la genèse et l'âge des Roches Vertes syriennes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 209, p. 763.
- DUBOIS R. et BIGNOT G. (1978).- Un hard-ground nummulitique au sommet de la série d'Almyropotamos, une fenêtre hellénique "hybride" en Eubée méridionale. *6e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay
- DUBOIS R. et BIGNOT G. (1979).- Présence d'un "hard-ground" nummulitique au sommet de la série crétacée d'Almyropotamos (Eubée méridionale, Grèce). Conséquences. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 993-995.
- DUMONT J.F., GUTNIC M., MARCOUX J., MONOD O. et POISSON A. (1972).- Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Définition du bassin pamphylien : un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne taurique. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 385-409.
- DORR S., ALTHERR J., KELLER M., OKRUSH M. et SEIDEL E. (1978).- The median Aegean Crystalline belt : stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. *In* : Alps, Apennines, Hellenides, Closs et coll. (ed.), Stuttgart, p. 455-478.
- DURR S., SEIDEL E., KREUZER H. et HARRE W. (1978 b).- Témoins d'un métamorphisme d'âge crétacé supérieur dans l'Egée : datations radiométriques de minéraux provenant de l'île de Niskouria (Cyclades, Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, p. 209-213.
- EL KADIRI K. (1980).- Les Radiolaires comme outil stratigraphique. Quelques exemples. D. E. A., Univ. Lille, 50 p.
- EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPIG U. et SCHAFER A. (1972).- Geologie der Talea Ori-Kreta. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* (Stuttgart), 141, p. 259-283.
- EPTING M., KUDRASS H.R. et SCHAFER A. (1972).- Stratigraphie et position des séries métamorphiques au Talea Ori. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 365-370.
- FAUPL P., FRANK W., FRISCH W. (1980).- The Eastern Alps. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. *26e Congrès géol. int.*, Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 297-300.
- FERRIERE J. (1972).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord Est d'Anavra (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 174-176.
- FERRIERE J. (1973 a).- Sur l'existence des terrains d'âge crétacé supérieur dans le massif du Pelion (axe de la zone pélagonienne) en Grèce continentale orientale. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 51-72.
- FERRIERE J. (1973 b).- Données nouvelles sur le Crétacé supérieur de la zone pélagonienne en Thessalie méridionale orientale. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIII, 2, p. 137-145.
- FERRIERE J. (1973 c).- Nouvelles données sur la stratigraphie de la fenêtre de l'Othrys (Grèce continentale). Conséquences. *C. R. Acad. Sci.*, 276, p. 3103-3107.
- FERRIERE J. (1974 a).- Précisions sur la tectonique du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*
- FERRIERE J. (1974 b).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes sub-pélagonienne (massif de l'Othrys - Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 5, p. 543-562.
- FERRIERE J. (1974 c).- Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 995-998.
- FERRIERE J. (1976 a).- Etude préliminaire d'un secteur des massifs cristallins internes ("zone pélagonienne") : la région de Volos, Grèce continentale orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 265-272 et *Colloq. int. C. N. R. S.*, Paris, n° 244, p. 69-76.
- FERRIERE J. (1976 b).- Nouvelles données concernant l'âge des terrains métamorphiques de la partie méridionale de la presqu'île du Pelion (Grèce continentale orientale) : présence probable du Crétacé supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1407-1410.
- FERRIERE J. (1976 c).- Etude préliminaire des terrains métamorphiques de la presqu'île du Pelion antérieurs aux niveaux conglomératiques présumés Crétacé supérieur (Grèce continentale orientale). Conséquences tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1485-1488.

- FERRIERE J. (1976 d).- Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, p. 121-134.
- FERRIERE J. (1977).- Le massif du Chalkodonio et sa bordure méridionale (Grèce continentale orientale) : aperçus stratigraphique et tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, p. 2323-2327.
- FERRIERE J. (1977 b).- Excursion 7e journée *in* Dercourt *et al.*, 1977.- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 49-52.
- FERRIERE J. (1978).- Le massif métamorphique du Pelion (Grèce orientale) : nouvelles données paléontologiques et tectoniques ; conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 567-571.
- FERRIERE J. (1979).- Faits nouveaux concernant la zone isopique maliaque (Grèce continentale orientale) (1979 a) et le secteur méridional du "massif métamorphique de Thessalie". Le massif du Pelion et ses environs (1979 b). *VI Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), p. 197-210 et 291-309.
- FERRIERE J. (1980).- Voir Bonneau *et al.*, 1980 c.
- FERRIERE J. (1982).- Sur l'importance des décrochements dans les massifs métamorphiques du Pelion et de Velanidia (Hellénides internes, Grèce continentale) : conséquences sur l'interprétation des dispositifs structuraux tertiaires et anté-crétacés supérieurs. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 265-270.
- FERRIERE J. et MARIOTTI A. (1971).- Précisions sur la paléogéographie des Alpes méridionales : la "sous-zone subtridentine". *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, p. 298-314.
- FERRIERE J. et VERGELY P. (1976).- A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1003-1006.
- FERRY M. et SPEAR F.S. (1978).- Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, p. 113-117.
- FLEURY J.J. (1974).- Précisions sur la série de la nappe du Pinde : l'âge des "Radiolarites" (dogger-malm) et des "Marnes rouges à Radiolaires - Premier Flysch" (éocrétacé-sénonien basal) (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 201-204.
- FLEURY J.J. (1976).- Unité paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos : l'Unité du Megdhovas (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 25-28.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*, Publication n° 4.
- FLEURY J.J. et GODFRIAUX I. (1974).- Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza : présence de fossiles du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen ?). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIV, p. 149-156.
- FOLK R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43/1, p. 1-38.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980).- Dictionnaire de Géologie. "Guides géologiques régionaux". Masson, Paris.
- FROST R.T.C. (1976).- Structural and metamorphic geology of the Volos region, Eastern Greece. Ph. D. Thèse non publiée, Univ. Edinburgh.
- FYTIKAS M., GIULIANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G. et MAZZUOLI R. (1976).- Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, p. 29-34.
- FYTROLAKIS N. (1972).- Die einwirkung gewisser Orogen Bewegung und die Dipsbildung in Ostkreta (Prov. Sillia). *Bull. Soc. géol. Greece*, 11, p. 81-100.
- GANSSER A. (1974).- The Ophiolitic Melange, a World-Wide Problem on Tethyan Examples. *Eclogae geol. Helv.*, 67/3, p. 479-507.
- GEORGIADIS A. (1937).- Remarques à propos de l'étude des schistes cristallins du Pelion. *Prakt. Acad. Athènes*, 12, 60.
- GEORGIADIS A. (1942).- Nouvelle contribution à l'étude du cristallophyllien du Pelion (Thessalie). *Prakt. Acad. Athènes*.
- GEORGIADIS A. (1954).- Sur un tuf volcanique métamorphisé du Pelion (Thessalie). *Prakt. Acad. Athènes*, 29, p. 9-12.

- GEORGIADIS A. (1958).- Sur un nouveau centre volcanique pléistocène sur la route de Volos à Almyros, en Thessalie. *Prakt. Acad. Athènes*, 33, p. 257.
- GEYSSANT J. (1980).- Corrélations péri-adriatiques le long des Alpes orientales : rapports entre domaine austro-alpin et sud-alpin et tectogenèse crétacée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, p. 31-42.
- GIRARD (1981).- Le problème de l'identification des séries magmatiques anciennes des zones océaniques. Thèse 3e cycle, Univ. Brest.
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Ed. Doin, Paris.
- GODFRIAUX I. (1965).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse, Lille.
- GODFRIAUX I. (1968).- Etude géologique de l'Olympe (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 19, 282 p.
- GODFRIAUX I. et DERYCKE F. (1978).- Découverte de microfunes paléogènes dans le flysch métamorphique de Spilia (Ossa, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 555-558.
- GODFRIAUX I., LADURON D., PICHON J.F. et SCHMITT A. (1979).- Analyse à la microsonde électronique de quelques assemblages minéralogiques des metabasites en Ossa (Thessalie septentrionale, Grèce). *6e Réunion. ann. Sci. Terre*, Lyon.
- GODFRIAUX I., MIGIROS G. et TRIANTAFILIS E. (1980).- 2e journée excursion : de Thessaloniki à Kozani. In : Introduction à la géologie générale de la Grèce (excursions 160 C - 162 C). *26e Congrès géol. int.*, Paris, 1980, p. 99-107.
- GODFRIAUX I. et PICHON J.F. (1978).- Sur quelques assemblages minéralogiques dans les metabasites d'Ambelakia et de Kalipefki (Unité tectonique de l'Ossa, Grèce). *6e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay.
- GODFRIAUX I. et PICHON J.F. (1980).- Sur l'importance des événements tectoniques et métamorphiques d'âge tertiaire en Thessalie septentrionale (Olympe, Ossa, Flambouron). *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 367-376.
- GODFRIAUX I. et SCHMITT A. (1982).- A propos du métamorphisme dans la fenêtre de l'Olympe (Grèce). *9e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris. *Soc. géol. Fr.*, éd.
- GRAESER ST. et NIGGLI E. (1967).- Zur Verbreitung der Phengite in den Schwaitzer Alpen ; ein Beitrag zur Zoneographie der Alpinen Metamorphose. In : "Etages tectoniques". Lausanne, p. 89-104.
- GRAHAM G. (1980).- Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman mountains. In : Ophiolites. *Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 1979, p. 414-423.
- GREEN N.L. (1973).- The diagram MgO/Al_2O_3 vs $(Na_2O + K_2O) / (FeO^* + TiO_2)$. A distinct geochemical separation of the calcalkaline and tholeiitic rocks series. *Can. Mineral.*, 12, 144.
- GREENLY E. (1919).- The Geology of Anglesey. *Mem. geol. Surv. G. B.*, 980 p.
- GROUPE CYAGOR II (1982).- Gorringe Bank (Atlantic Ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle. Ophiolites and Actualism (Florence, 1981). *Ophioliti*, v. 6, p. 20.
- GUERNET C. (1971).- Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). Univ. Paris VI, 395 p.
- GUERNET C. (1975).- Sur l'existence en Eubée moyenne d'une nappe constituée principalement de roches vertes et de leur couverture mésozoïque. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCV, p. 59-66.
- GUERNET C. (1977).- Contribution à l'étude de l'édifice tectonique égéen : l'exemple de l'Eubée. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p. 25-33.
- GUERNET C. (1978).- L'évolution paléogéographique et tectonique de la Grèce au Miocène : un essai de synthèse. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XX, 1, p. 95-108.
- GUERNET C. et PARROT J.F. (1972).- Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce) : position et relations avec les séries mésozoïques. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., IV, 1, p. 67-75.
- HARALAMBOUS D. (1961).- Geological and Physicogeographical bibliography of Greece. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes.
- HARALAMBOUS D. (1975).- Geoscience and natural science bibliography of Greece. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes.
- HEY M.H. (1954).- A new review of the Chlorites. *Min. Mag.*, 30, p. 277-292.
- HIESSTLEITNER G. (1952).- Serpentin und Chromerz. Geologie der Balkan Halbinsel. *Jb. geol. Bundesanst.*, 1, 1-2, 683 p., Wien.

- HOLTZAPFEL T. (1981).- Minéralogie des argiles dans les roches anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille.
- HOLTZAPFEL T. et FERRIERE J.- Minéraux argileux de roches anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale) : mise en évidence d'une diagenèse. (Soumis à la S. G. N., 1982) (à paraître).
- HSU K.J. (1968).- Principles of Melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, p. 1063-1074.
- HSU K.J. (1974).- Melanges and their distinction from olistostromes. *S. E. P. M. Spec. Publ.*, 19, p. 321-333.
- HYNES A. (1972).- The geology of part of the Western Othrys mountains, Greece. Ph. D. Thèse non publiée, Univ. Cambridge.
- HYNES A. (1974 a).- Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 6, p. 842-853.
- HYNES A. (1974 b).- Notes on the Petrology of some Ophiolites, Othris mountains, Greece. 16 a. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, p. 233-239.
- HYNES A., NISBET E.G., SMITH A.G., WELLAND M.J.P. et REX D.C. (1972).- Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (eastern central Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 455-468.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- JACOBSHAGEN V. (1972).- Die Trias der mittleren Ost-Agäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 445-454.
- JACOBSHAGEN V. (1979).- Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1335-1367.
- JACOBSHAGEN V., DURR S., KOCKEL F., KOPP K.O., KOWALCZIK G., BERCKHEMER H et BUTNER D. (1978).- Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region. In : "Alps, Apennines, Hellenides" Closs et al. (ed.). Schweizerbart'sche (ed.), p. 537-564.
- JACOBSHAGEN V., MARTZ J. et REINHARDT R. (1977).- Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands. *Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10, p. 613-620.
- JACOBSHAGEN V., RISCH H. et ROEDER D. (1976).- Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 133-145.
- JACOBSHAGEN V., SKALA W. et WALLBRECHER E. (1978).- Alpine structure and developpement of the Southern Pelion Peninsula and the North Sporades. In : "Alps, Apennines, Hellenides", Closs et al. (ed.). Schweizerbart'she Verlag.
- JACOBSHAGEN V. et TIETZE K.W. (1973-1974).- Biostratigraphische Probleme im Skyth/Anis-Grenzbereich auf der Insel Chios (Agäis). "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Symp. Wien, 1973. *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Osterr. Akad. Wiss.*, Wien, 1974.
- JAEGER P. (1979).- Géologie du Massif du Koziakas et de la chaîne du Pinde face à Mouzaki (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 146 p.
- JAEGER P. (1980).- Nouvelles données sur la géologie de la région de Mouzaki, province de Karditsa (Grèce continentale). Relations entre les séries pindique, béotienne et ultra-pindique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, p. 135-143.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978 a).- La série du flysch béotien (Tithonique-Berriasien supérieur) au front du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 28-31.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1978 b).- La position structurale de la zone béotienne dans la partie sud du massif du Koziakas (Mouzaki, province de Karditsa, Grèce). *6e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay, p. 209.
- JAEGER P. et CHOTIN P. (1980).- Découverte d'un affleurement de microbrèches à ophiolites de niveau post-jurassique supérieur sur le versant oriental du massif du Koziakas (province de Trikkala, Grèce continentale). *Geol. méditerranéenne*, VII, 3, p. 233-236.
- JAFFREZO M. (1980).- Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléocologie - Extension des résultats à la Mésogée. Thèse Sci., Univ. Paris, 614 p.
- JANSEN J.B.H. (1973).- Carte géologique à 1/50 000 : Naxos. *I. G. M. E.*, Athènes.
- JARVIS G.T. et Mc KENZIE P.P. (1980).- Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48, p. 42-52.

- JENKYN H.C. (1971).- The genesis of condensed sequences in the Tethyan jurassic. *Lethaia*, 4, p. 327-352.
- JENKYN H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean jurassic : a diagenetic model. *Spec. Publ. int. Assoc. Sedim.*, 1, p. 249-271.
- JUNG J. (1963).- Précis de Pétrographie. 2e édition, Masson et Cie (éd.).
- JUTEAU T. (1975).- Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sci. de la Terre*, Nancy, 32, 692 p.
- JUTEAU T. et MARCOUX J. (1973).- Un exemple de volcanisme sous-marin au Trias supérieur : le strato-volcan du Karadere-Calbalidac (ophiolites des nappes d'Antalya, Taurides occidentales, Turquie). *Ire Réunion. ann. Sci. Terre*, p. 238.
- KALLERGIS, KOCH et NICOLAUS (1970).- Carte géologique à 1/50 000 : Sperkhas. *I. G. M. E.*, Athènes.
- KARIG D. (1972).- Remnant Arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 1057-1068.
- KARIG D. (1974).- Evolution of arc systems in the western Pacific. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 2, p. 51-75.
- KARIG D. et GREGORY F. (1975).- Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 26, p. 233-238.
- KARIG D. et SHARMANN G. (1975).- Subduction and Accretion in Trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 377-389.
- KATSIKATSOS G. (1970).- Les formations triasiques de l'Eubée centrale (note préliminaire). *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, p. 62-76.
- KATSIKATSOS G. (1971).- L'âge du système métamorphique de l'Eubée méridionale et sa subdivision stratigraphique. *Prakt. Acad. Athènes*, 44, 1969, p. 223-238.
- KATSIKATSOS G. (1977).- Structure tectonique de l'Attique et de l'Eubée. In Dercourt et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 75-76.
- KATSIKATSOS G. (1979).- La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 211-228.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J.L. et VERGELY P. (1976 a).- L'Eubée méridionale : une double fenêtre polyphasée dans les Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 459-462.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J.L. et VERGELY P. (1976 b).- La fenêtre d'Attique-Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellénides internes (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, p. 1613-1616.
- KATSIKATSOS G., MERCIER J.L. et VERGELY P. (1977).- Modèle actualistique des Hellénides. In Dercourt et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 84.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G. et VIDAKIS M. (1980).- Remarks on the geology of the area between Mavrovouni and Olympus (Greece). In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debelmas et Latreille. *26e Congrès géol. int.*, Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 119.
- KATSIKATSOS G., MIGIROS G. et VIDAKIS M. (à paraître).- La structure géologique de la région de la Thessalie orientale (Grèce). Soumis à la *Soc. géol. Nord.*
- KAUFFMANN G. (1965).- Fossil belegtes Alt Paläozoikum im Nordostteil der Insel Chios (Agäis). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, Stuttgart, p. 647-659.
- KAUFFMANN G. (1976).- Perm und Trias im östlichen Mittel Griechenland und auf einigen ägäischen Inseln. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 387-398.
- KAUFFMANN G. (1978).- The Central Aegean Part of the Pelagonian Realm during Permian and Triassic time. In : Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses. Closs, Roeder et Schmidt (ed.). Schweizerbart, Stuttgart.
- KAUFFMANN G., KOCKEL F. et MOLLAT R. (1976).- Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 225-230 et *Colloq. int. C. N. R. S.*, Paris, n° 244, p. 29-34.
- KELEPERTSIS A. (1974).- Geological structure of Allonisos and Peristera islands (Aegean Sea, Greece). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 125, p. 225-236.

- KELEPERTSIS A. (1975).- Carte géologique à 1/50 000 : Alonissos-Scantzoura islands. *I. G. M. E.*, Athènes.
- KERAUDREN B. (1970-1972).- Les formations quaternaires marines de la Grèce. Thèse, Paris. In : *Bull. Mus. Anthropologie préhist.* (Monaco). 16 (1970, p. 5-148), 17 (1971, p. 87-169), 18 (1972, p. 245-279).
- KERAUDREN B. (1975).- Essai de stratigraphie et de Paléogéographie du Plio-Pléistocène égéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1110-1120.
- KOBER L. (1929).- Die grossgliederung der Dinariden. *Zbl. Mineral.*, B, p. 426-437.
- KOBER L. (1931).- Das Alpine Europa. Borntraeger (ed.).
- KOBER L. (1952).- Yugoslavian tectonic oriented lines. *Serb. Akad. Wiss. Sonderausg.*, 189, 81 p.
- KOCH K.E. et NICOLAUS H.J. (1969).- Zur Geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner umrandung. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, 9, 190 p.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Borntraeger (ed.).
- KOTTEK A. (1965).- Die Ammonitenabfolge des griechischen Toarcium. *Ann. géol. Pays hellén.*, 22, p. 1-157.
- KREUZER H., SEIDEL E., KOEPKE J. et ALTHERR R. (1982).- Ophiolites and associated crystalline rocks in the Aegean arc - a geodynamic puzzle. The Geological Evolution of Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 64 ; Edinburgh, sept. 1982).
- KTENAS K. (1921).- Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chios. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 21, p. 131-132.
- KTENAS K. (1922).- Le plissement d'âge primaire dans la région centrale de la Mer Egée. *C. R. 23e Congrès géol. int.*, Liège, p. 571-583.
- KTENAS K. (1924).- L'âge des formations volcaniques du massif du Parnes (Attique). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 60.
- KTENAS K. (1926).- Sur le développement du Primaire en Péloponnèse central. *Prakt. Acad. Athènes* 1, p. 53-59.
- KTENAS K. (1927).- Le volcan (?) de Thèbes. *Prakt. Acad. Athènes*, 2, p. 35-44.
- KTENAS K. et RENZ C. (1928).- Découverte du Werfénien supérieur ammonitifère dans l'île de Chios. *Prakt. Acad. Athènes*, 3, p. 400-406.
- KTENAS K. et RENZ C. (1931).- Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. *Prakt. Acad. Athènes*, 6, p. 343-347.
- LAGABRIELLE Y. (1982).- Ophiolites et croûte océanique tectonique et environnement sédimentaire. Thèse 3e cycle, Brest.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD J. RIBEIRO A., VANNEY J.R. (1982).- Observation par submersible de croûte océanique affleurant sur le Banc de Goringe (SW Portugal) : évidences de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 827-832.
- LAMPHERE M.A., COLEMAN R.G., KARAMATA S. et PAMIC J. (1975).- Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinarides ophiolite zone, Yugoslavia. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 26, p. 271-276.
- LAPIERRE H. (1975).- Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 123, 322 p.
- LAPIERRE H., COURTIN B. et FERRIERE J. (à paraître).- Etude pétrographique et minéralogique du volcanisme triasique d'Othrys occidentale (Grèce) : sa signification géodynamique.
- LAPIERRE H. et ROCCI G. (1976).- Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics*, 30, p. 299-313.
- LAUER J.P. (1981).- Origine méridionale des Pontides d'après de nouveaux résultats paléomagnétiques obtenus en Turquie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 6.
- LEAKE A.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, 42, p. 533-563.
- LE BAS M.J. (1962).- The role of Aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, 26, p. 267-288.
- LEKKAS S. (1980).- Les Phyllades du Péloponnèse : un métaflysch ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 21-24.
- LEKKAS S. et IOAKIM C. (1981).- Données nouvelles sur l'âge des Phyllades en Péloponnèse (Grèce). *Prakt. Acad. Athènes*, 55, p. 350-361, (1980).

- LELUC H. (1976).- Contribution à l'étude géologique du massif du Kallidromon (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille (non publié).
- LEMEILLE F. (1977).- Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride). Thèse 3e cycle, Univ. Paris XI (Orsay).
- LEMEILLE F., GAUTHIER A., JARRIGE J.J. et PHILIP H. (1977).- Evolution néotectonique du domaine égéen et de sa bordure orientale : une mise au point. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 3, p. 673-677.
- LE PICHON X. et ANGELIER J. (1979).- The Hellenic Arc and Trench System : a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- LE PICHON X., ANGELIER J. et SIBUET J.C. (1981).- Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics*.
- LE PICHON X. et BLANCHET R. (1978).- Where are the passive margins of the Western Tethys ocean ? *Geology*, 6, p. 597-600.
- LEPSIUS R. (1893).- Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. Reimer (ed.), Berlin. 1 vol., n° 4, avec atlas, (non consulté).
- LETERRIER J., MAURY R., THONON P., GIRARD D. et MARCHAL M. (1981).- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planet. Sci. Letters*. 59, p. 139-154 (1982).
- LIU G.J. (1971).- P-T. Stabilities of Laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $Ca Al_2 Si_2 O_8 - SiO_2 - H_2O$. *J. Petrol.*, 12, p. 379-411.
- LIU S.G. (1977).- P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2 Si_2 O_8 - SiO_2 - H_2O$. *J. Petrol.*, 12, p. 379-411.
- LOWELL J.D. et GENIK G.J. (1972).- Sea-floor Spreading and Structural Evolution of Southern Red Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, 2, p. 247-259.
- LOWRIE W. (1980).- A paleomagnetic overview of the Alpine system. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Aubouin, Debeltmas et Latreille. 26e Congrès géol. int., Paris. *Mém. B. R. G. M.*, n° 115, p. 316-330.
- LYBERIS N., CHOROWICZ J. et PAPAMARINOPOULOS S. (1981-1982).- La paléofaille transformante du Kastaniotikos (Grèce) ; télédétection, données de terrain et géophysiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 1, p. 73-86 (Marseille, 1981, parution 1982).
- LYBERIS N., LE PICHON X., NEEDHAM D. (1982).- Extension et amincissement dans le Fossé Nord-Egéen. 9e Réun. ann. Sci. Terre, Paris. *Soc. géol. Fr.* (éd.).
- LYS M. (1977).- Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien d'Afghanistan - Micropaléontologie. In : Recherches géologiques dans les chaînes alpines de l'Asie. Livre Mém. A.F. de L'apparent. *Mém. Soc. géol. Fr.*, h.s., 8, p. 291-308.
- LYS M. et THIEBAULT F. (1971).- Données nouvelles sur l'âge des schistes en Péloponnèse méridionale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, p. 196-197.
- MAC DONALD G.A. et KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 1, p. 82-133.
- MAC KENZIE D.P. (1970).- Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 5 242, p. 239-243.
- MAC KENZIE D.P. (1978).- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planet Sci. Letters*, 40, p. 25-32.
- MALUSKI H., VERGELY P., BAVAY D. et Ph. et KATSIKATSOS G. (1981).- 39 Ar/40 Ar dating of glaucophanes and phengites in Southern Euboa (Greece) ; geodynamic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 5, p. 469-476.
- MARATOS G. (1963).- Sur l'existence du Paléozoïque sur la montagne de Knimis (Lokris). Signification de la transgression triasique sur le Paléozoïque au point de vue minéralisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V, 1, p. 29-36.
- MARCOUX J. (1970).- Age carnién de termes effusifs du crotège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus Lycien oriental, Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271, p. 285-287.
- MARCOUX J. (1978).- A scenario for the birth of a new oceanic realm : the alpine Neotethys. A triassic paleo-rifting in the E-Mediterranean area (tectonosedimentary features, timing of the events, paleostructural environment). 10e Congrès int. Sédiment., Jérusalem.

- MARCOUX J. et RICOU L.E. (1979).- Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, 5, p. 643-652.
- MARESCHE W.V. (1977).- Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, p. 109-125.
- MARINOS G. (1956).- Uber Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolit komplexes in Ostgriechenland. *Berg. Hütten. Monastsh.*, 101, p. 34-36.
- MARINOS G. (1957).- Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonischen. *Geol. Rdsch.*, 46, p. 421-442.
- MARINOS G. (1958).- The Achilleion Volcano in Eastern Greece. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 3, 1, p. 64-72.
- MARINOS G. (1960).- Palaeontological and Stratigraphic Investigations in Eastern Mainland Greece (English summary). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 5, p. 14-28.
- MARINOS G. (1974).- La géologie du mont Othrys et les questions sur ses ophiolites (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 26, p. 118-148.
- MARINOS G. et PETRASCHECK W.E. (1956).- Laurium. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, 4, 1, 246 p.
- MARINOS G. et REICHEL M. (1958).- Fossiliferous Permian in Eastern continental Greece and Euboea. *Inst. Geol. Subs. Res.*, 8, p. 1-16.
- MARINOS G. et PAPAKIS N. (1965).- Sur deux petits lacs "Zileria" près d'Almyros-Thessalie (étude de géographie physique). *Geol. Geophys. Res.*, IX, 5, p. 175-193.
- MARINOS G., KATSIKATSOS G., GEORGIADIS-DIKEOULIA E. et MIRKOU R. (1971).- The Athens schists Formation : Stratigraphy and Structure. *Ann. géol. Pays hellén.*, 23, p. 188-216.
- MARINOS G., ANASTOPOULOS J., MARATOS G., MELIDONIS N. et ANDRONOPOULOS B. (1957 à 1967).- Cartes géologiques à 1/50 000 : Almyros (1962), Anavra (1957), Domokos (1957), Lamia (1967), Leontarion (1962), Myli (1957), Stylis (1963). *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes.
- MARIOLAKOS I. et PAPANIKOLAOU D. (1982).- Cretaceous Emplacement of the Ophiolites in Northern Greece and Related Tectonosedimentary Environments. The Geological Evolution of Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 71 ; Edinburgh, sept. 1982).
- MAURY R.C. (1976).- Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse d'Etat, Paris, 455 p.
- MAVRIDES A. (1980).- A propos de l'âge de mise en place tectonique du cortège ophiolitique du Vourinos (Grèce). *Proceedings. Int. Ophiolite Symp.*, Chypre (1979), p. 349-350.
- MAVRIDIS A., SKOURTSIS-CORONEOU V. et TSALA-MONOPOLIS S. (1979).- Contribution to the Geology of Subpelagonian Zone (Vourinos area, West-Macedonia). *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), p. 175-195.
- MELSON W.G. et THOMPSON G. (1971).- Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segment. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 268 A, p. 423-441.
- MELSON W.G., THOMPSON G. et VAN ANDEL T.H. (1968).- Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge 22° N latitude. *J. geophys. Res.*, 73, p. 5925-5941.
- MENZIES M. (1973).- Mineralogy and partial Melt Textures within an ultramafic-mafic Body, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, p. 273-285.
- MENZIES M. et ALLEN C. (1974).- Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships with two Eastern Mediterranean ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, p. 197-213.
- MERCIER J. (1966 a).- Mouvements orogéniques et magmatiques d'âge jurassique supérieur-Eocrétacé dans les zones internes des Hellénides (Macédoine, Grèce). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, 8, p. 265-278.
- MERCIER J. (1966 b).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale. Thèse, Fac. Sci. Paris, 573 p.
- MERCIER J. (1967 a).- Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides de Macédoine (Grèce) ; vue d'ensemble. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 1020-1049.
- MERCIER J. (1967 b).- Sur l'existence et l'âge des deux phases régionales de métamorphisme alpin dans les zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 1014-1017.

- MERCIER J. (1968).- Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. géol. Pays hellén.*, 20, 792 p.
- MERCIER J. (1973).- Plissements synmétamorphiques d'échelle kilométrique, d'âge jurassique supérieur-éocrétaqué dans les Hellénides internes (Macédoine, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 2249-2252.
- MERCIER J. (1979).- Signification néotectonique de l'arc égéen. Une revue des idées. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, 21, p. 5-15 et Principal results of a neotectonic study of the Aegean Arc and its localisation within the eastern Mediterranean. *VI Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes (1977), p. 1281-1291.
- MERCIER J., CAREY E., PHILIP H. et SOREL D. (1976).- La néotectonique plio-quaternaire de l'Arc égéen externe et de la mer Egée, et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 355-372.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972).- Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-crétaqué supérieur. *Z. dtsh. géol. Ges.*, 123, p. 469-489.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1977).- Excursions 3e, 4e et 5e journées. In Dercourt et al.- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce, co-organisée avec la Société géologique de Grèce (sept. 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 1, p. 30-45.
- MERCIER J., VERGELY P. et BEBIEN J. (1975).- Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale périoeuropéenne ? *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 108-112.
- MESORIAN: JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G. et ROLLET M. (1973).- Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XV, p. 478-493.
- MIDDLETON G.V. et HAMPTON M.A. (1973).- Sediment Gravity flows. Mechanism of flow and deposition. *Soc. Econ. Paleont. Mineral (Pacific sect.)*. Short Course lecture notes. Turbidites and deep-water sedimentation, p. 1-38.
- MILCH L. et RENZ C. (1911).- Über griechische Quartz keratophyre. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 31, p. 496-534.
- MITZOPOULOS M. et RENZ C. (1938).- Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. *Eclogae geol. Helv.*, 31, p. 71-73.
- MIYASHIRO A. (1957).- The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 11, p. 51-83.
- MIYASHIRO A. (1973).- Metamorphism and metamorphic belts. Allen et Irvin (Ed.), London, 492 p.
- MIYASHIRO A. (1973).- The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 19, p. 218-224.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING M. (1971).- Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° N. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 268 A, p. 589-603.
- MONTADERT L., DE CHARPAL O., ROBERTS D., GRENNOC P. et SIBUET J.C. (1979).- Northeast Atlantic passive continental margins : rifting and subsidence processes. In : Deep Drilling results in the Atlantic ocean : continental margin and paleoenvironment. Ewing serie 3. *Amer. geophys. Union* (Washington), p. 154.
- MOORES E.M. (1969).- Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.*, 118, 74 p.
- NANCE D. (1981).- Tectonic history of a segment of the Pelagonian zone, Northeastern Greece. *Canad. J. Earth Sci.*, 18, p. 1111-1126.
- NAYLOR M.A. et HARLE T.J. (1976).- Paleogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos Ophiolite, Northern Greece. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 667-675.
- NEGRIS Ph. (1911).- Sur l'existence du Trias au mont Ktypas (Messarion) en Béotie et sur l'importance de la lacune entre le Trias et le Crétaqué en Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 152, p. 539-541.
- NEGRIS Ph. (1913).- Sur l'âge de la série cristallophyllienne des Cyclades et sur l'époque des plissements qui l'ont affectée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 156, p. 829-831 (1913 a) ; et Contribution à la géologie de l'Attique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 156, p. 1286-1287 (1913 b).
- NEUMAYR M. (1880).- Der geologische Bau des weslichen Mittel-Griechenland. *Denkschr. Akad. Wiss. math. nat.*, 40, p. 91-128.
- NINKOVICH D. et HAYS J.D. (1972).- Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 16, p. 331-345.

- NISBET E.G. (1974).- The geology of the Neraida Area, Othris Mountains, Greece. Thèse, Univ. Cambridge (non publié).
- NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1977).- Clinopyroxene composition in Mafic Lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NISBET E.G. et PRICE I. (1974).- Siliceous turbidites : bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments. *Spec. Publ. int. Assoc. Sedim.*, 1, p. 351-366.
- NITSCH K.H. (1972).- Stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 116-134.
- NOIRET G., MONTIGNY R. et ALLEGRE C.J. (1981).- Is the Vourinos Complex an Island Arc Ophiolite ? *Earth and Planet. Sci. Letters*, 56, p. 375-386.
- ODIN G.S. et CURRY D. (1981).- L'échelle numérique des temps paléogènes en 1981. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 1003-1006.
- ODIN G.S. et GALE N.H. (1982).- Géochimie et géochronologie isotopiques. Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 453-456.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J. (1982).- Géochimie et géochronologie isotopiques. Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 383-386.
- OFFLER R., BAKER C.K. et GAMBLE J. (1981).- Pumpellyites in two low grade metamorphic terranes North of Newcastle, NSW Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 171-176.
- OHENSTETTER M. (1980).- Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 741-744.
- OHENSTETTER D. et OHENSTETTER M. (1978).- L'ensemble effusif et hypabyssal des ophiolites corse. *Sci. de la Terre*, XXII, 3, p. 201-242, Nancy.
- OZAWA Y. et TOBLER A. (1929).- Permian Fusulinidae found in Greece. *Eclogae geol. Helv.*, 22/1, p. 45-49.
- PAMIC J. (1963).- Results of the investigation of the Volcanic-Sedimentary formations in the Dinarides in the area of Bosnia. *Geol. Glasnik*, 8, p. 5-27, Sarajevo.
- PAPANIKOLAOU D. (1979).- The successive structural features of the last alpine orogeny in Andros Island (Aegean Sea). *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 311-319.
- PAPANIKOLAOU D. (1982).- The three metamorphic Belts of the Hellenic Arc : A comparison. The Geological Evolution of Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 84 ; Edinburgh, sept. 1982).
- PAPANIKOLAOU D. et LEKKAS E. (1979).- Lateral transition between the Pindos zone and the unit of Western Thessaly in the area of Tavropos. *Bull. geol. Soc. Gr.*, p. 70-84.
- PAPANIKOLAOU D. et SIDERIS C. (1979).- Sur la signification des zones "ultrapindique" et "béotienne" d'après la géologie de la région de Karditsa : l'Unité de Thessalie occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, 72/1, p. 251-261.
- PAPANIKOLAOU D. et ZAMBETAKIS-LEKKAS A. (1980).- Nouvelles observations et datations de la base de la série pélagonienne (s.s.) dans la région de Kastoria, Grèce. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 155-159.
- PAPASTAMATIOU J. (1962).- Les bauxites de l'île de Skopelos (Sporades du Nord). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 5, 1, p. 43-73.
- PAPIKE J.J. (1974).- On the chemistry of clin amphiboles. *E. O. S. Trans. Amer. Geophys. Un.*, 55, p. 469.
- PARROT J.F. (1967).- Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 114 p.
- PARROT J.F. et GUERNET C. (1972).- Le cortège ophiolitique de l'Eubée moyenne (Grèce) : Etude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées dans les monts Kandilis aux radiolarites. *Cah. ORSTOM*, 4, p. 153-161.
- PARSONS B. et SCLATER J.G. (1977).- An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. geophys. Res.*, 82, p. 803.
- PARTSCH J. (1887).- Die Insel Korfu. Eine geographische Monographie. *Peterm. Mitt. Ergsh.*, 88, p. 97 (non consulté).
- PE G.G. et PANAGOS A. (1976).- Comparative Geochemistry of the northern Euboicos Lavas. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 12, p. 95-133.
- PECHOUX P.Y., PEGORARO O., PHILIP H. et MERCIER J. (1973).- Déformations mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe maliaque et du canal d'Atalanti (Egée, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 1813-1816.

- PEGORARO O. (1972).- Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe maliaque (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Montpellier, 41 p.
- PERCHUK L.L. (1970).- Equilibres des minéraux des roches - Moscou Nauka et the biotite-garnet geothermometer (1967). Traduction de *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 1967, 177, 2, p. 411-414.
- PERCHUK L.L. et ARANOVICH L.Y. (1980).- The thermodynamic Regime of Metamorphism in the ancient Subduction Zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, p. 407-414.
- PHILIP H. (1976).- Un épisode de déformation à la base du Quaternaire en Grèce centrale (Locride et Eubée nord-occidentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 287-292.
- PHILIPPSON A. (1890).- Bericht über eine Reise durch Nord und Mittel Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 25, p. 331-406.
- PHILIPPSON A. (1895).- Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Z. Ges. Erdk.*, 30, p. 135-226 (tabl. 7-9) et 417-498 (tabl. 17 et 18). Geologische Karte von Südost-Thessalien 1/300 000.
- PHILIPPSON A. (1898).- La tectonique de l'Egée. *Ann. Géogr.*, 7, p. 112-141.
- PHILIPPSON A. et STEINMANN (1894).- Über das Auftreten von Lias in Epirus. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 45, p. 116-125 (non consulté).
- PICHON J.F. (1976).- Conditions de gisement des ophiolites sur la bordure occidentale du Vermion - zone pélagonienne, Grèce. Thèse 3e cycle, Paris, 183 p.
- PICHON J.F. (1979).- Une transversale dans la zone pélagonienne, depuis les collines de Krapa (SW) jusqu'au massif du Vermion (NE) : les premières séries transgressives sur les ophiolites. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 163-171.
- PICHON J.F. et LYS M. (1976).- Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur surmontant les ophiolites, dans les collines de Krapa (massif du Vourinos, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 523.
- PINGOT J.L. (1981).- Rapport I. R. S.I.A. (Belgique), non pub.
- PITMAN W.C. et TALWANI M. (1972).- Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 619 p.
- PRICE I. (1976).- Carbonate sedimentology in a pre-upper cretaceous continental margin sequence, Othris, Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVIII, 2, p. 273-279.
- PRICE I. (1977).- Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece. *Sedimentology*, 24, p. 529-546.
- QUINQUIS H. et COBOLD P. (1978).- Etude de plis non cylindriques résultant d'un cisaillement simple. *6e Réunion. ann. Sci. Terre*, Orsay.
- RAMPNOUX J.P. (1966).- A propos des séries ophiolitiques yougoslaves (de la région de Kursumlija au Durmitor). *6e Congrès geol. youg.* (Ohrid), p. 231-246.
- RAMPNOUX J.P. (1969).- Sur la géologie du Sandjak : mise en évidence de la nappe du Pester (confins serbo-monténégrins, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 881-893.
- RAMPNOUX J.P. (1970).- Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie, Montenegro oriental) : stratigraphie, évolution paléogéographique, magmatisme. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, 6, p. 948-966.
- RAMPNOUX J.P. (1974).- Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un secteur de la Serbie méridionale et du Montenegro oriental (Yougoslavie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 52, 119, p. 1-100
- REINHARDT B.M. (1969).- On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 49, p. 1-30.
- RENZ C. (1903).- Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 55, p. 26-32.
- RENZ C. (1904).- Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, p. 257-266.
- RENZ C. (1905).- Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. *N. Jb. Mineral.*, 21, p. 213-301.
- RENZ C. (1906).- Über neue Trias-Vorkommen in Argolis. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 9, p. 270-271.
- RENZ C. (1907).- Sur les calcaires à *Ceratites trinodosus* (Anisien) de la vallée du temple d'Esculape (Asklepeion) dans l'Argolide. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), VII, p. 136 et Types nouveaux de la faune du Trias d'Epidaure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), VII, p. 384-385.
- RENZ C. (1908).- Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), VII, p. 519-523.

- RENZ C. (1909).- Der Nachweis von Carbon und Trias in Attika. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 3, p. 84-87.
- RENZ C. (1910 a).- Sur de nouveaux affleurements du Carbonifère en Attique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, x, p. 782-783.
- RENZ C. (1910 b).- Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. *Jb. Geol. R. A. Vienne*, 60, p. 421-636.
- RENZ C. (1912).- Die Trias im Ostlichen Mittelgriechenland. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 3, p. 67-85.
- RENZ C. (1913 a).- La découverte du Trias et du Jurassique dans les montagnes de Kopais (Grèce moyenne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 156, p. 1946-1948.
- RENZ C. (1915).- Die Gebirge von Agrapha. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* (Stuttgart), 40, p. 229-252.
- RENZ C. (1926).- Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Dogger im Adriatisch ionischer Faziesgebiet von Hellas und Albanien. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, 38, p. 482-515 (non consulté, in Aubouin, 1959).
- RENZ C. (1927).- Geologische Untersuchungen in Othrys gebirge. *Prakt. Acad. Athènes*, 2, p. 500-509 et Geologische Untersuchungen in den Sud thessalieschen gebirgen. *Eclogae geol. Helv.*, 20, p. 578-587.
- RENZ C. (1928).- Über eine untertriadische Ammonitenfauna von der kleinasiatischen Insel Chios. *Eclogae geol. Helv.*, 21/1, p. 154-156.
- RENZ C. (1930).- Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge. *Eclogae geol. Helv.*, 23, p. 301-377.
- RENZ C. (1940).- Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Prakt. Acad. Athènes*, 8, p. 1-171.
- RENZ C. (1955).- Die Vorneogene Stratigraphie der normalsedimentaren Formationen Griechenlands. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, 1, 637 p.
- RENZ C., LIATSIKAS N. et PARASKEVAIDIS I. (1954).- Carte géologique à 1/500 000 de la Grèce. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes.
- RENZ C. et REICHEL M. (1945).- Beitrage zur stratigraphie und paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. *Eclogae geol. Helv.*, 38, 2, p. 212-213.
- RENZ C. et REICHEL M. (1948).- Neue Foraminiferenfunde im beotischen Seengebiet (Mittelgriechenland). *Eclogae geol. Helv.*, 41, p. 379-389.
- RENZ C. et RENZ O. (1948).- Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios *Schweiz. Paläont. Abh.*, 66, 98 p., Basel.
- RICHARD P. (1980).- Etude géologique de la région de Pharsala (Grèce). D. E. A., Univ. Lille.
- RICOU L.E. (1971).- Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 13, p. 327-350.
- RICOU L.E. (1973).- Relations entre tectonique et paléogéographie dans les Zagrides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 893-896 et Relations entre stades paléogéographiques et phases tectoniques successifs sur l'exemple des Zagrides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, p. 401-644.
- RICOU L.E. (1974).- L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des zagrides. Thèse Sci., Univ. Paris-Sud (Orsay).
- RICOU L.E. (1977).- Proposition d'un charriage dès le Jurassique des ophiolites des Alpes occidentales. Associations basiques et ultrabasiques dans les orogènes. *Colloq. int. C. N. R. S* n° 272, p. 204-220.
- RICOU L.E. (1980).- La tectonique de coin et la genèse de l'arc égéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 22, 2, p. 147-155.
- RICOU L.E. et MARCOUX J. (1980).- Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites le long du système alpine-méditerranéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXII, p. 1-14.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PARROT J.F. (1980).- Les ophiolites méditerranéennes et les formations volcano-sédimentaires qui leur sont associées. *Int. Ophiolite Symp.*, Chypre (1979). *Geol. Survey. Departm.* (Nicosia), p. 273-286.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975).- The duality of tethyan ophiolites. *Pétrologie*, 1, p. 172-174.
- RODDICK J.C., CAMERON W.E. et SMITH A.G. (1979).- Permo-Triassic and Jurassic 40 Ar/39 Ar ages from Greek Ophiolites and associated rocks. *Nature*, 279, 5 716, p. 788-790.

- ROMERMANN H. (1968).- Geologie von Hydra (Griechenland). *Geol. paläont.*, 2, p. 163-171, Marburg.
- ROUTHIER P. (1946).- Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 222, p. 192-194.
- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Sci., Univ. Paris.
- SAVOYAT et LALECHOS (1969).- Cartes géologiques à 1/50 000 : Karditsa et Trikkala. *I. G. M. E.*, Athènes.
- SAVOYAT et LALECHOS (1972).- Carte géologique à 1/50 000 : Kalambaka. *I. G. M. E.*, Athènes.
- SCANDONE P. et RADOICIC R. (1974).- The Ultrapindic zone in Greece. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 93, p. 1049-1058 (paru en 1975).
- SCHMITT A. (1982).- L'ensemble volcanique et sédimentaire de l'unité tectonique de l'Ossa (Thessalie orientale, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, CI, 1981, p. 23-39.
- SCHMITT A. (1981).- Présence de cuneolines dans les marbres charriés sur la plate-forme de l'Olympe (Thessalie, Grèce). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 104, p. 61-65.
- SCHMITT A. (1982).- Tectonique tangentielle dans la fenêtre de l'Olympe. *9e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris. *Soc. géol. Fr.* éd.
- SCHMITT A. et VRIELYNCK B. (1981).- Sur la présence de Trias moyen carbonaté à la base de la série autochtone de l'Olympe (Thessalie septentrionale, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, p. 1485-1490.
- SCHNEIDER H.E. (1962).- Uber den "Thessalischen see". *Prakt. Acad. Athènes*, 37, p. 102-105.
- SCHNEIDER H.E. (1972).- Observations concerning the continental Neogene of Thessaly-Greece. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, p. 183-195, Stuttgart.
- SCHNEIDER H.E. (1979 a).- Problems of terrestrial red beds in the Neogene and Quaternary of Greece. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, I, p. 477-493.
- SCHNEIDER H.E. (1979 b).- L'histoire géologique du bassin néogène et quaternaire de la Thessalie. "La Thessalie". *C. M. O.* 6, Arch. 2, Lyon.
- SCHUBERT W. et SEIDEL E. (1972).- Glaukophangesteine aus dem Metamorphikum W-Kretas. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 123, p. 371-384.
- SCHWARZER R.R. et ROGERS J.W. (1974).- A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 23, p. 286-296.
- SCLATER J.G., BOYLE E. et EDMOND J.M. (1979).- A quantitative analysis of some factors affecting carbonate sedimentation in the Ocean. *In* : Deep Drilling results in the Atlantic Ocean : continental margin and Paleoenvironment. Ewing serie 3. *Amer. geophys. Union* (Washington), p. 235-248.
- SCLATER J.G. et CHRISTIE P.A.F. (1980).- Continental stretching : an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *J. geophys. Res.*, 85, B 7, p. 3711-3739.
- SEELY D.R., VAIL P.R. et WALTON G.G. (1974).- Trench slope model. *In* : "the geology of continental margins". Burk et Drake (ed.). Springer-Verlag, p. 249-261, New-York Inc.
- SEIDEL E. (1978).- Zur Petrologie der Phyllit-Quartzit-Serie Kretas. Habilitationsschrift. Braunschweig, 145 p.
- SEIDEL E., KREUZER H. et HARRE W. (1979).- K/Ar dates of the Cretan Phyllite-Quartzite series. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), I, p. 121-127.
- SEIDEL E., OKRUSCH M., KREUZER H., RASCHKA H. et HARRE W. (1976).- Eo-alpine metamorphism in the uppermost unit of the cretan nappe system-petrology and geochronology. *Contrib. Mineral Petrol.*, 57, p. 259-275.
- SEIDEL E., SCHLIESTEDT M., KREUZER H. et HARRE W. (1977).- Metamorphic Rocks of late jurassic age as components of the ophiolitic melange on Gavdos and Grete (Greece). *Geol. Jb.*, 28, p. 3-21.
- SENGOR A.M., YILMAZ Y. et KETIN I. (1980).- Remnants of a pre-late jurassic ocean in northern Turkey : fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys ? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, I, 91, p. 599-609.
- SENGOR A.M.C., YILMAZ Y. et SUNGURLU O. (1982).- Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : Evolution of the western Termination of Palaeo-Tethys. The Geological Evolution of Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 98 ; Edinburgh, sept. 1982).
- SERVAY M., KIENAST J.R. et MONOD O. (1982).- Ceintures Haute-Pression et suture téthysienne dans le NW Anatolien. *9e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris. *Soc. géol. Fr.* éd.

- SMITH A.G. (1971).- Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2039-2071.
- SMITH A.G. (1979).- Othris, Pindos and Vourinos ophiolites and the Pelagonian zone. *VI Colloq. geol. Aegean Region*, Athènes (1977), III, p. 1369-1374.
- SMITH A.G., HYNES A.J., MENZIES M., NISBET E.G., PRICE I., WELLAND M.J. et FERRIERE J. (1975).- The stratigraphy of the Othris mountains, Eastern central Greece : a deformed Mesozoic Continental Margin sequence. *Eclogae geol. Helv.*, 68, p. 463-481.
- SMITH A.G. et MOORES E.M. (1974).- The Hellenides. In : "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic study". Spencer (ed.). *Spec. Publ. geol. Soc. London*, 4, p. 159-185.
- SMITH A.G. et SPRAY J.G. (1982).- Tectonic constraints of the Hellenic-Dinaric Ophiolite Belt. The Geological Evolution of Eastern Mediterranean (Abstracts, p. 103 ; Edinburgh, sept. 1982).
- SMITH A.G. et WOODCOCK H.H. (1976).- The earliest Mesozoic structures in the Othris region, Eastern Central Greece. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 245-251.
- SMITH A.G., WOODCOCK N.H. et NAYLOR M.A. (1979).- The structural evolution of a Mesozoic continental margin, Othris Mountain, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 136, p. 589-603.
- SPRAY J.G. et RODDICK J.C. (1980).- Petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, p. 43-55.
- STACHE G. (1876).- Fusulinenkalk aus Oberkrain, Sumatra und Chios. *Verh. Geol. Reichsanstalt Vienne*, p. 369-371 (non consulté).
- STECKLER M.S. et WATTS A.B. (1978).- Subsidence of the atlantic type continental margin off New-York. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 41, p. 1-13.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, 24, p. 547-563.
- STEINBERG M., FOGELGESANG J.F., COURTOIS C., MPODOZIS C., DESPRAIRIES A., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Les terres rares dans les radiolarites : précisions sur l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans ces roches. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 735-740.
- STEINBERG M. et MPODOZIS-MARIN C. (1978).- Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. *Oceanologica Acta*, 1, p. 359-367.
- STEINMANN G. (1905).- Geologische beobachtungen in den Alpen : die schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseebänke und die ophiolitischen Massengesteine. *Ber. natf. Ges. Freiburg*, 16, p. 44-65.
- STEINMANN G. (1926).- Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *24e Congrès. géol.int.*, 2, p. 636-667.
- SUESS E. (1883).- Das Anslitz der Erde. Traduction française par E. De Margerie : la face de la Terre, 3e éd., (1905), 4 vol., Colin (éd.), Paris.
- TATARIS A. (1960).- Volcanic dykes and mineralisation of Mt Pelion, Thessaly. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, 6, 4, p. 1-303.
- TATARIS A. (1967).- Recent researches on the structure of Salamis Island and the opposite area of Perama. *Deltion E. G. E.*, 7, 1, p. 36-51, Athènes.
- TATARIS A. (1971).- The bauxites of Pelion Mountain (SE Thessaly). *Bull. geol. Soc. Gr.*, 8, p. 10-24 (parution 1972).
- TATARIS A. (1975).- Geological observations in E. Thessaly. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 12, p. 63-94 (1975 a) et Some questions regarding the "course" of the Sh 2-Formation and the relationship of Mt Pelion to Mt Olympus. *Bull. geol. Soc. Gr.*, 12, p. 95-112 (1975 b).
- TELLER R. (1879-1880).- Geologische Beschreibung des Südöstlichen Thessalien et Der geologische Bau der Insel Euboea. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 40, p. 129-208.
- TERRY J. (1972).- Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pindus septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1971, 19, p. 384-385.
- TERRY J. (1973).- A propos d'un métamorphisme antérieur aux déformations tangentielles dans les ophiolites du Pindus septentrional (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 2609-2611.
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pindus septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 2, p. 204-213.

- TERRY J. (1975).- Echo d'une tectonique jurassique : les phénomènes de resédimentation dans le secteur de la nappe des ophiolites du Pinde septentrional (Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 49-51.
- TERRY J. (1979).- Distinction géochimique de plusieurs groupes dans les ensembles volcaniques de la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, p. 727-735 (parution 1980).
- TERRY J. et MERCIER M. (1971).- Sur l'existence d'une série détritique berriasienne intercalée entre la nappe des ophiolites et le flysch éocène de la nappe du Pinde (Pinde septentrional, Grèce). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 71-73.
- THIEBAULT F. (1979).- Stratigraphie de la série des calcschistes et marbres ("plattenkalk") en fenêtre dans les massifs du Taygète et du Parmon (Péloponnèse, Grèce). *VI Colloq. géol. Aegean Region, Athènes (1977)*, II, p. 691-701.
- THIEBAULT F. (1981).- Les Phyllades du Péloponnèse méridional (Grèce): une imbrication de nappes formées de matériel triasico-paléozoïque (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et Oligocène (métaflysch ionien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, p. 619-622.
- THIEBAULT F. (1982).- Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. géol. Nord, Publication n° 6*.
- THIEBAULT F., DE WEVER P., FLEURY J.J. et BASSOULET J.P. (1980).- Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional, Grèce) : l'âge des radiolarites (Dogger-Crétacé supérieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, p. 91-105.
- THIEBAULT F., TRIBOULET C. et CHAMLEY H. (1980).- Premières observations sur l'évolution minéralogique postsédimentaire du parautochtone ionien dans le Péloponnèse méridional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 869-872.
- THORNTON C.P. et TUTTLE O.F. (1960).- Chemistry of Igneous Rocks : Differentiation. *Index Amer. J. Sci.*, 258, p. 664-684.
- TRIKKALINOS J. (1955).- Uber das alter des metamorphen Gesteine. *Ann. géol. Pays hellén.*, 6, p. 193-198.
- TRIKKALINOS J. (1958).- Uber das Vorkommen von Karbonischen Schichten und Tuffen im Parnes-Kitharon gebirge die Diskordant auf dem Grundgebirge liegen. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 249-255 et Uber den Beitrage der Mikropaläontologie zur bestimmung des alters der Kristallinen Gesteine Attikas. *Ann. géol. Pays hellén.*, 9, p. 276-278.
- VAN ANDEL T.H. (1975).- Mesozoic-Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 26, p. 187-194.
- VELDE B. (1965).- Phengitic micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 263, p. 886-913.
- VELDE B. (1967).- Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, p. 250-258.
- VERGELY P. (1976).- Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites : deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur-Eocétacé dans les Hellénides internes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 233-246.
- VERGELY P. (1979).- Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. *VI Colloq. géol. Aegean Region, Athènes (1977)*, III, p. 1293-1302.
- VERRIEZ J.J. (1980).- Contribution à l'étude géologique du volcanisme permo-triasique d'Atalanti (Locride, Grèce). Doc. de spécialité, Univ. Lille.
- VILMINOT J.C. et ROBERT U. (1974).- A propos des relations entre le volcanisme en Mer Egée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 2099-2102.
- VICENTE J.C. (1970).- Etude géologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus méridionale de l'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 481-495.
- VIQUESNEL A. (1844).- Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 2, 1, p. 207-304 (non consulté).
- VRIELYNCK B. (1978).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse (Grèce). Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos. Thèse 3e cycle, Univ. Lille. *Ann. géol. Pays hellén.*, 24, 1977, p. 440-462.
- VRIELYNCK B. (1980).- Précisions sur la stratigraphie du Trias d'Argolide (Péloponnèse, Grèce) et conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, 3, p. 345-352.
- VRIELYNCK B. (1982).- Evolution paléogéographique et structurale de la presqu'île d'Argolide (Grèce). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 23, 4, p. 277-288.

- VUAGNAT M. (1959).- Les laves en coussins de l'Othrys (Grèce). *Arch. Sci. phys. nat.*, 12, p. 118-122.
- WALKER (1975).- Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 86, p. 737-748.
- WALKER et MUTTI (1973).- Turbidite facies and facies associations. In : "Turbidites and deep water sedimentation". *Soc. Econ. Paleont. Mineral.* Tulsa, p. 119-158.
- WALLBRECHER E. (1976).- Geologie und Tektonik auf dem Südteil der Magnesischen Halbinsel (Nord-Griechenland). *Z. dtsh. geol. Ges.*, 127, p. 365-371.
- WALLBRECHER E. (1979).- Nappe Units of the Southern Pelion Peninsula and their origins. VI *Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, I, p. 281-290.
- WELLAND M. et MITCHELL A.H.G. (1977).- Emplacement of the Oman ophiolite : a mechanism related to subduction and collision. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 1081-1088.
- WELTER O. (1924).- Über eine neue Art von Haydenites aus Mazedonien. *N. Jb. Mineral. Beibld.*, 49, p. 590-595 (non consulté ; in Aubouin, 1959).
- WIGNIOLLE E. (1975).- Contribution à l'étude géologique de la région centrale du massif de l'ITI (Grèce continentale). D. E. A., Univ. Lille, 94 p.
- WIGNIOLLE E. (1977).- Contribution à l'étude géologique du massif de l'ITI (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ. Lille, 239 p.
- WIGNIOLLE E. et FERRIERE J. (1980).- Apport des documents obtenus par le satellite Landsat I à la connaissance de la géologie d'un secteur des Hellénides : l'Othrys et les massifs au Sud du Sperchios (Grèce continentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1405-1408.
- WINTERER E.L. et BOSELLINI A. (1981).- Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, p. 394-421.
- WUNDERLICH H.G. (1971).- Dinariden, Helleniden, Minoiden - Anmerkungen zur vergleichenden geodynamik des Mediterranen Raumes. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 566-579.
- YARWOOD G. et AFTALLION M. (1976).- Field relations and U/Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 2, p. 259-264 et *Colloq. int. C. N. R. S.*, n° 244, p. 63-68.
- YARWOOD G. et DIXON J.E. (1979).- Lower Cretaceous and Younger Thrusting in the Pelagonian Rocks of the High Pieria, Greece. VI *Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, I, p. 269-280.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962).- Origin of basaltic magmas. *J. Petrol. G. B.*, 3, p. 342-532.
- ZAMANI A. et MAROUKIAN H. (1979).- A morphological study of an old delta of the Sperchios river. VI *Colloq. geol. Aegean Region, Athènes (1977)*, I, p. 417-424.
- ZANINETTI L. (1969).- Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute Autriche). *Jb. geol. Bundesanst.*, 14, 154 p., Wien.
- ZANINETTI L. (1976).- Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéen, européen et asiatique. *Riv. ital. Paleont.*, 82, 1, p. 1-258.
- ZANINETTI L. et DAGER Z. (1978).- Biostratigraphie intégrée et paléocéologie du Trias de la péninsule de Kocaeli (Turquie). *Eclogae geol. Helv.*, 71/1, p. 85-104.
- ZANINETTI L. et THIEBAULT F. (1975).- Les foraminifères du Trias supérieur du massif du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *Arch. Sci. (Genève)*, 28, p. 229-236.
- ZANINETTI L. et WHITTAKER (1980).- New records of Triassic foraminifera from the Shan States, Eastern Burma. *Notes Lab. Paléont. Univ. Genève*, 6, 2.
- ZIEGLER W., KLAPPER G., LINSTROM M. et SWETT C. (1977).- Catalogue of Conodonts, III. Schweizerbart'sche (ed.). Verlagsbuch andlung, Stuttgart (non consulté).
- ZIMMERMAN J.Jr. (1968).- Structure and petrology of rocks underlying the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. Univ. microfils, Inc., Ann. Arbor, Michigan.
- ZIMMERMAN J.Jr. (1972).- Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 132, p. 225-239.

**LISTES DES FIGURES
ET TABLEAUX**

LISTE DES FIGURES

	Pages
INTRODUCTION	
Fig. 1.- Localisation du secteur étudié.....	10
Fig. 2.- Le secteur étudié : cadre géographique.....	
Fig. 3 A.- Période triasico-jurassique : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.....	14
Fig. 3 B.- La période post-ophiolitique, Crétacé-Tertiaire : schéma des zones isopiques dans leur position structurale actuelle.....	15
Fig. 4 A.- Schéma structural du secteur étudié.....	24
Fig. 4 B.- Coupe géologique schématique au niveau de la Transversale étudiée.....	25
Fig. 5.- Cartouches communes aux coupes et cartes de la 2e partie (sauf indications contraires).....	34
TERRAINS NON METAMORPHIQUE. PALEOZOIQUE	
Fig. 6.- Paléozoïque. Situation des secteurs d'affleurement.....	37
Fig. 7.- Paléozoïque. Coupe d'ensemble (Othrys orientale).....	40
Fig. 8.- Paléozoïque. Coupe du sommet 515 m (Chlomon 893 m).....	43
Fig. 9.- Paléozoïque. Passage des schistes paléozoïques aux marbres triasiques...	44
Fig. 10.- Paléozoïque. Coupe de Paleo Gavriani.....	45
Fig. 11.- Paléozoïque. Coupe de l'Agianorrema.....	47
Fig. 12.- Paléozoïque. Affleurements d'Othrys centrale.....	54
Fig. 13.- Paléozoïque. Passage Paléozoïque-Trias en Othrys centrale.....	56
Fig. 14.- Paléozoïque. Colonnes synthétiques.....	58
TRIAS	
Fig. 15.- Principales unités structurales d'Othrys utilisées pour la description des séries triasiques et jurassiques.....	64
Fig. 16.- Le Trias pélagonien et les blocs calcaires de Trilofon : situation des affleurements étudiés.....	65
Fig. 17.- Trias pélagonien : coupe du mont Tragovouni (Othrys orientale).....	66
Fig. 18.- Trias pélagonien : coupe du mont Vedourias (Othrys orientale).....	68
Fig. 19.- Trias pélagonien : coupe du Xerovouni (Othrys centrale).....	71
Fig. 20.- Trias pélagonien : coupe de l'Anemorrachi (Othrys centrale).....	72
Fig. 21.- Trias pélagonien : coupe du Strimbès (Othrys centrale).....	74
Fig. 22.- Trias de l'unité de Chatala : situation des coupes étudiées.....	77
Fig. 23.- Trias maliaque. Unité de Chatala. Coupe du Likorrachi (Othrys centrale).	78
Fig. 24.- Trias maliaque. Unité de Chatala. Coupe Pende Vrisses-Chatala (Othrys centrale).....	80
Fig. 25.- Trias maliaque. Unité de Chatala. Coupe du Kedro Rachí (Othrys centrale).....	82
Fig. 26.- Trias maliaque. Unité de Chatala. Coupe Anemorrachi-Fourni (Othrys centrale).....	85

Fig. 27.- Trias maliaque. Unité de Chatala. Principales séries.....	86
Fig. 28.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Situation des principales coupes.....	87
Fig. 29.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Flanc Ouest du Paleopyrgos (Othrys orientale).....	88
Fig. 30.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Monts Korassis-Chelona (Othrys orientale).....	89
Fig. 31.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Mega Kotroni (Othrys orientale)..	91
Fig. 32.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Prodotis (Othrys orientale).....	93
Fig. 33.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Coupe du mont Migdalia, Sud Othrys centrale et colonne stratigraphique correspondante.....	97
Fig. 34.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Michalaki, Sud Othrys centrale...	99
Fig. 35.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Valsera, Sud Othrys centrale.....	100
Fig. 36.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Giusi, Othrys centrale.....	102
Fig. 37.- Trias maliaque. Unité de Pírgaki. Mont Pírgaki, Othrys centrale.....	103
Fig. 38.- Colonnes schématiques montrant la position des principaux niveaux datés des séries occidentales de l'unité du Pírgaki.....	105
Fig. 39.- Trias maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Situation des coupes d'Othrys centrale septentrionale et coupes du Kotroni et de Garmeni-Profitis Ilias	107
Fig. 40.- Trias maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe de Mandrostassia (Othrys centrale).....	109
Fig. 41.- Trias maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe Meterizia-Anavra (Othrys centrale).....	110
Fig. 42.- Trias maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Vallée orientale Meterizia-Anavra (Othrys centrale).....	113
Fig. 43.- Trias maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe de Mavrika (Othrys centrale).....	115
Fig. 44.- Trias maliaque. Les séries triasiques de l'unité de Garmeni Rachi (synthèse).....	117
Fig. 45.- Trias maliaque (Othrys). Nappe de Loggitsion et séries de bordure du Sperchios (Pr. Ilias ; Kastri) : situation des affleurements décrits....	118
Fig. 46.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Mega Kotroni (Othrys orientale)....	119
Fig. 47.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Affleurements de Platania (Othrys orientale).....	121
Fig. 48.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Affleurements orientaux d'Othrys...	123
Fig. 49.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Diakopi (Othrys centrale Sud).....	125
Fig. 50.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Megali Rachi (Othrys centrale Sud).	127
Fig. 51.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Neochorion (Othrys centrale Nord)..	129
Fig. 52.- Trias maliaque. Unité supérieure de Loggitsion : coupe d'Agrilia (Othrys occidentale).....	130
Fig. 53.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Coupe à l'Ouest d'Agrilia (Othrys occidentale).....	132
Fig. 54.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Coupe du monastère Maria-Magdalena (Othrys occidentale).....	133
Fig. 55.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Coupe d'Agrilia-Nord (Othrys occidentale).....	134
Fig. 56.- Trias maliaque. Unité de Loggitsion. Série de Grammeni (A) et de Tourla (B) (Othrys occidentale).....	137
Fig. 57.- Analyse des argiles des formations pélitiques triasiques d'Othrys. La série de Loggitsion (d'après Holtzappfel, 1981).....	140

Fig. 58.- Trias maliaque, bordure Sperchios. Coupe de Profitis Ilias (Othrys occidentale).....	143
Fig. 59.- Trias de la série de Kastri, bordure Sperchios (Othrys occidentale).....	144
Fig. 60.- Trias. Blocs dispersés à Conodontes : principaux affleurements.....	147
Fig. 61.- Trias et Jurassique du Koziakas. Situation des coupes décrites.....	152
Fig. 62.- Trias du Koziakas. Coupe de Glykomilia (Koziakas occidental).....	153
Fig. 63.- Trias du Koziakas. Coupe de la crête principale.....	154
Fig. 64.- Trias du Koziakas. Coupe de Vitouma (Koziakas oriental).....	156
Fig. 65.- Trias du Koziakas. Coupe du mont Skoumbo (Koziakas oriental).....	157

LAVES TRIASIQUES

Fig. 66.- Carte de répartition des laves triasiques des séries maliaques.....	158
Fig. 67.- Coupe dans les formations effusives triasiques d'Othrys.....	161
Fig. 68 A et B.- Laves triasiques d'Othrys. Variation des teneurs en Oxydes en fonction de MgO.....	172
Fig. 69.- Laves triasiques d'Othrys : diagramme Alcalins/SiO ₂ (A) et diagrammes "normatifs" (B, C, D).....	175
Fig. 70.- Laves triasiques d'Othrys : diagrammes chimico-minéralogiques.....	177
Fig. 71.- Laves triasiques d'Othrys : les Pyroxènes : composition (A), Diagramme de Le Bas (B).....	183
Fig. 72.- Laves triasiques d'Othrys. Pyroxènes. Diagrammes Si/Al ^{IV} (A) et de Leterrier <i>et al.</i> (1981) (B).....	183
Fig. 73.- Le Trias : principales séries observées en Othrys.....	187
Fig. 74.- Trias du Koziakas : principales séries observées.....	190

JURASSIQUE ANTE-OPHIOLITIQUE

Fig. 75.- Schéma de situation des affleurements datés du Jurassique pélagonien....	199
Fig. 76.- Jurassique pélagonien. Coupes du Paleopyrgos (Othrys orientale).....	201
Fig. 77.- Jurassique pélagonien. Coupe N-S du Paleopyrgos (Othrys orientale).....	202
Fig. 78.- Jurassique pélagonien. Coupe Perivolakia-Kalogiros (Othrys orientale)...	203
Fig. 79.- Jurassique pélagonien. Unité de Prosilia-Kedrorrema (Othrys centrale)...	205
Fig. 80.- Jurassique pélagonien. Coupe Prosilia-Kastro Griva.....	207
Fig. 81.- Jurassique pélagonien. Relations radiolarites-calcaires dans l'unité de Prosilia.....	209
Fig. 82.- Jurassique pélagonien. Unité de Messovouni. Base de la série du Flambouri (Othrys centrale).....	212
Fig. 83.- Jurassique pélagonien. Unité de Messovouni. Dogger-Malm du mont Flambouri (Othrys centrale).....	214
Fig. 84.- Jurassique pélagonien. Unité de Messovouni. Coupe du Kastro Griva (Othrys)	216
Fig. 85.- Jurassique pélagonien. Unité de Messovouni. Coupes du Strimbes.....	219
Fig. 86.- Le Jurassique pélagonien en Othrys : principales séries.....	221
Fig. 87.- Jurassique maliaque. Unité de Chatala. Série du Kokorrachi oriental.....	223
Fig. 88.- Jurassique maliaque. Unité de Chatala. Kedro Rachi.....	225
Fig. 89.- Le Jurassique des unités du Pirgaki-Garmeni Rachi (maliaque). Situation des coupes.....	226
Fig. 90.- Jurassique maliaque. Unité du Pirgaki. Colline à l'Ouest de la Kaladzikia (Othrys orientale).....	227

Fig. 91.- Jurassique maliaque. Unité du Pírgaki. Coupe Spartiorrema (Othrys orientale).....	228
Fig. 92.- Jurassique maliaque. Unité du Pírgaki. Coupe Migdalia-W.....	230
Fig. 93.- Jurassique maliaque. Unités du Pírgaki ou de Garmeni ? Coupe Megali Rachi.....	231
Fig. 94.- Jurassique maliaque. Unité du Pírgaki. Coupes mont Giusi (Othrys centrale).....	233
Fig. 95.- Jurassique maliaque. Unité du Pírgaki. Coupe Pírgaki.....	235
Fig. 96.- Jurassique maliaque. Unité du Pírgaki. Partie supérieure série du Pírgaki.....	237
Fig. 97.- Jurassique maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupes Profitis Ilias-Meterizia (Othrys centrale).....	239
Fig. 98.- Jurassique maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe Est Anavra (Othrys centrale).....	241
Fig. 99.- Jurassique maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe flanc W mont Meterizia (Othrys centrale).....	243
Fig. 100.- Jurassique maliaque. Unité de Garmeni Rachi. Coupe mont Sapounas (Othrys centrale).....	245
Fig. 101.- Analyse des composants des calcirudites et calcarénites de la série de Garmeni Rachi (d'après Price, 1977, modif.).....	248
Fig. 102.- Jurassique maliaque. Principales séries jurassiques des unités du Pírgaki et Garmeni Rachi.....	252
Fig. 103.- Jurassique des unités de Loggitsion et des unités situées en bordure du Sperchios (maliaque). Situation des coupes.....	254
Fig. 104.- Jurassique maliaque. Unité de Loggitsion. Coupe Noechorion (Othrys centrale).....	254
Fig. 105.- Jurassique maliaque. Unité de Loggitsion (Agrilia). Coupe du monastère Maria Magdalena.....	256
Fig. 106.- Jurassique maliaque. Unité de Loggitsion. Coupes d'Agrilia (Othrys occidentale).....	257
Fig. 107.- Jurassique maliaque. Unité de Loggitsion (Agrilia). Coupe de Grammeni (Othrys occidentale).....	258
Fig. 108.- Jurassique maliaque. Séries situées en bordure du Sperchios. Coupe de Profitis Ilias (Othrys occidentale).....	261
Fig. 109.- Jurassique maliaque. Séries situées en bordure du Sperchios. Coupe au Nord de Lamia (Othrys occidentale).....	263
Fig. 110.- Jurassique du Koziakas. Coupe de Jenessi (Koziakas oriental).....	264
Fig. 111.- Jurassique du Koziakas. Coupe de Glykomilia (Koziakas occidental).....	268
Fig. 112.- Le Jurassique : principales séries observées dans le secteur étudié....	270

LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES

Fig. 113.- Les formations pré-ophiolitiques d'Othrys.....	285
Fig. 114.- Zone pélagonienne. Formations pré-ophiolitiques de l'unité du Messovouni (Othrys centrale).....	287
Fig. 115.- Zone pélagonienne. Formations pré-ophiolitiques d'Othrys orientale.....	289
Fig. 116 A.- Zone maliaque. Formations pré-ophiolitiques de l'unité du Pírgaki à Volcano Détritique puissant (Paleokerassea).....	292
Fig. 116 B.- Zone maliaque. Formations pré-ophiolitiques de l'unité de Loggitsion. Coupe de Kalamakion (Othrys occidentale).....	295

Fig. 117.- Argiles des formations pélitiques jurassiques d'Othrys. Séries maliaques et pélagoniennes (d'après Holtzappfel, 1981, etc...)..... 301

LES OPHIOLITES

Fig. 118.- Carte de répartition des unités ophiolitiques, des principaux corps péridotitiques isolés et de laves d'âge jurassique possible dans le secteur étudié..... 312

Fig. 119.- Ophiolites d'Othrys occidentale. Carte et coupes (d'après Courtin et Ferrière, en prép. ; Courtin, 1979 ; Celet *et al.*, 1980)..... 316

Fig. 120.- Géochimie des laves de Fourca, des roches filoniennes de Trilofon-Domokos (Ophiolites, des laves de Maria-Magdalena (Jurassique ou Trias ?) et de Prosilia (Jurassique ?)..... 326

Fig. 121.- Diagramme Alcalins/Silice (roches, fig. 120)..... 327

Fig. 122.- Diagrammes normatifs (roches, fig. 120)..... 328

Fig. 123.- Diagrammes chimico-minéralogiques (roches, fig. 120)..... 329

Fig. 124.- Diagrammes en fonction du pourcentage d'An normatif (roches, fig. 120). 330

Fig. 125.- Variations des teneurs en SiO_2 , TiO_2 et FeO^* en fonction de FeO^*/MgO (roches, fig. 120)..... 331

Fig. 126.- Analyses des Pyroxènes : laves de Fourca et filonien de Domokos..... 334

Fig. 127.- Pyroxènes des laves de Fourca et du filonien de Domokos : diagramme de Leterrier *et al.* (1981)..... 335

Fig. 128.- Comparaison entre les laves de Fourca et les laves triasiques : diagramme de Green..... 336

Fig. 129.- L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale et le corps péridotitique isolé de Lamia (Log. A ; d'après Celet *et al.*, 1980)..... 342

JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE

Fig. 130.- Jurassique terminal-Eocrétaqué. Situation des affleurements décrits..... 347

Fig. 131.- Jurassique terminal-Eocrétaqué des zones internes. Affleurements de Theopetra..... 349

Fig. 132.- Jurassique terminal-Eocrétaqué des séries béotiennes. Coupe de la rivière Rouza (Othrys occidentale)..... 354

Fig. 133.- Jurassique terminal-Eocrétaqué des séries béotiennes. Coupes dans les collines Stathmos et Magoula (Othrys occidentale)..... 356

Fig. 134.- Jurassique terminal-Crétacé basal des séries béotiennes. Coupe à l'Ouest de Derehi..... 357

Fig. 135.- Jurassique terminal-Crétacé inférieur des séries du Koziakas. Affleurements du monastère Ag. Vissario..... 360

CRETACE INFERIEUR-EOCENE

Fig. 136.- Crétacé du massif de l'Othrys. Situation des principales coupes..... 371

Fig. 137.- Crétacé d'Amaliapolis (Othrys orientale)..... 374

Fig. 138.- Crétacé su synclinal de Koulia, secteur Vrinena (Othrys orientale) Coupe d'ensemble..... 377

Fig. 139.- Crétacé su synclinal de Koulia, flysch de base, monastère Xenias (Othrys orientale)..... 378

Fig. 140.- Crétacé du synclinal de Koulia. Secteur Vrinena. Flysch sommital..... 380

Fig. 141.- Crétacé du synclinal de Koulia. Coupe mont Monocharna (Othrys orientale). Les mégabrèches crétacées..... 381

Fig. 142.- Crétacé du synclinal de Koulia. Affleurements Lagouvouni et Taramas..... 383

Fig. 143.- Crétacé du synclinal de Koulia. Gavriani. Coupe du Pirgos (Othrys orientale).....	385
Fig. 144.- Crétacé du synclinal de Koulia. Gavriani. Coupe de Gavriani (Othrys orientale).....	387
Fig. 145.- Crétacé du synclinal de Koulia. Gavriani. Coupe Taratsa (Othrys orientale).....	389
Fig. 146.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Coupe de Myli (Othrys orientale).....	391
Fig. 147.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Le flysch de base (Myli).....	393
Fig. 148.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Coupe à l'Est de Myli.....	394
Fig. 149.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Coupe d'Ag. Barbara (Spartiorrema).....	395
Fig. 150.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Paleokerassea (base de la série).....	397
Fig. 151.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Sud. Paleokerassea (partie supérieure de la série).....	399
Fig. 152.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Ouest. Coupe Agia Marina (conglomérats).....	400
Fig. 153.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Ouest. Mont Aidini (Othrys centrale).....	401
Fig. 154.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Ouest. Mont Jerakovouni (Othrys centrale).....	403
Fig. 155.- Crétacé du synclinal de Koulia. Bord Ouest. Mont Jerakovouni, et flysch supérieur Tsatali.....	405
Fig. 156.- Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur Nord. Coupe Mega Dendron.	407
Fig. 157.- Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur Nord. Mont Sovroni (Anavra).....	409
Fig. 158.- Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteur SE. Affleurements de Stylis et de Loggitsion (d'après Beck, 1972).....	410
Fig. 159.- Crétacé du synclinal de Divri-Anavra. Secteurs de Divri et Andinitsa...	412
Fig. 160.- Crétacé des zones internes au Nord des plaines d'Almyros et Xinias. Répartition des principaux secteurs d'affleurements distingués dans le texte.....	415
Fig. 161.- id° fig. 160. Situation des principales coupes.....	416
Fig. 162.- Crétacé des massifs du Nord d'Almyros. Coupe de Porta.....	418
Fig. 163.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Secteurs de Filaki et du Karamboutaki.....	419
Fig. 164.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. La série d'Eretria. Coupes d'Eretria-Asproja et du Spafliki.....	422
Fig. 165.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Coupes des collines du Psilorachi	423
Fig. 166.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Chalkodonia occidental (Rigeon-Jermi).....	425
Fig. 167.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Massif du Pirgos Dederjiannis (Agnanderi).....	426
Fig. 168.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Chalkodonia Est. Crête du Maluka (W).....	428
Fig. 169.- Crétacé des massifs au Nord d'Almyros. Chalkodonia Est. Crête du Maluka (E).....	430
Fig. 170.- Crétacé de la bordure de la plaine de Trikkala : Mikro Vounon.....	433

Fig. 171.- Crétacé de la bordure NE de la plaine de Trikkala : le mont Paliosamarina (A) et Crétacé du secteur Theopetra-Raxi (d'après Ardaens, 1978).....	435
Fig. 172.- Crétacé de l'unité de Lechonia (zones internes) : les principaux affleurements (Pelion).....	437
Fig. 173.- Crétacé de l'unité de Lechonia. Coupe Lechonia-Gatzea.....	439
Fig. 174.- Crétacé de l'unité de Lechonia. Klippe de Plessidi.....	442
Fig. 175.- Crétacé-Eocène des séries béotiennes. Coupe à l'Ouest de Dereli (Othrys occidentale).....	445
Fig. 176.- La période Crétacé inférieur p.p.-Eocène inférieur. Les principales séries stratigraphiques.....	448
Fig. 177.- La période Crétacé inférieur p.p.-Eocène inférieur. Evolution paléogéographique.....	454
Fig. 178.- La période Eocène moyen-Quaternaire. Principaux domaines d'affleurements.....	460
Fig. 179.- La période Eocène moyen-Quaternaire. Détail des bordures de la plaine de Trikkala (A). Seuil médio-thessalien (d'après Schneider, 1972) (B)..	461
STRATIGRAPHIE. CONCLUSIONS	
Fig. 180.- Schéma des principales colonnes stratigraphiques.....	470
Fig. 181.- Quelques étapes de l'évolution des zones pélagonienne et maliaque.....	472
Fig. 182.- Quelques propositions relatives à la bathymétrie des bassins sédimentaires étudiés au cours de la période triasico-jurassique.....	476
Fig. 183.- Les zones isopiques (coupes).....	484
Fig. 184.- Les zones isopiques (cartes) : période triasico-jurassique (184 A) et période post-ophiolitique, Crétacé-Tertiaire (184 B).....	488-489
TERRAINS METAMORPHIQUES	
Fig. 185 A.- Le domaine métamorphique étudié. Principaux ensembles distingués dans le texte et affinités envisagées.....	502
Fig. 185 B.- Cartouches communs aux coupes et cartes relatives aux terrains métamorphiques.....	504
SERIE DE MAKRINITSA (PELION)	
Fig. 186.- La série de Makrinitza-Zagora : situation des affleurements.....	505
Fig. 187.- La série de Makrinitza-Zagora. Coupe de Makrinitza.....	507
Fig. 188.- La série de Makrinitza-Zagora. Coupe Agria-Drakia.....	509
Fig. 189.- La série de Makrinitza-Zagora. Contact entre schistes et marbres pélagoniens sus-jacents.....	511
Fig. 190.- La série de Makrinitza-Zagora. Les pyroxènes des metabasites (diagramme et lame mince).....	514
Fig. 191.- La série de Makrinitza-Zagora. Micas blancs (diagrammes de Groeser et Niggli (A) et de Miyashiro (B)).....	515
Fig. 192.- La série de Makrinitza-Zagora. (A) : Amphiboles sodiques (diagramme Miyashiro, 1957) ; (B) : chlorites (diagramme Hey, 1954).....	516
Fig. 193.- Série de Makrinitza-Zagora. Colonnes synthétiques.....	524
SERIES D'AFFINITES PELAGONIENNES (PELION)	
Fig. 194.- Carte de localisation des coupes relatives aux séries du Pelion d'affinités pélagoniennes.....	527
Fig. 195.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe d'ensemble.....	528

Fig. 196.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Monts Sarakiniko-Gastilas...	529
Fig. 197.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Monts Gastilas-Kukos.....	531
Fig. 198.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe de Glafire.....	533
Fig. 199.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe du mont Brus.....	535
Fig. 200.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe du mont Karasu.....	537
Fig. 201.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Affleurements de Xurichti...	540
Fig. 202.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Mont Kefales.....	541
Fig. 203.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe de la plage de Kalamakion-Propan.....	542
Fig. 204.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Affleurements à l'Est de Propan (bord mer).....	544
Fig. 205.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe d'Anilion-Makrirachi..	545
Fig. 206.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe Sarakiniko-cap Canoni.	547
Fig. 207.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupes du Sarakiniko (A : Sastena ; B : Dsurani).....	549
Fig. 208.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe presque d'île de Trikkeri	551
Fig. 209.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Micas blancs (diagrammes)...	555
Fig. 210.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Amphiboles (diagrammes, lame mince).....	556
Fig. 211.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Colonnes stratigraphiques synthétiques.....	565

SERIES D'AFFINITES MALIAQUES (PELION)

Fig. 212.- Carte de localisation des coupes relatives aux séries de l'unité pagasitique orientale et des unités qui lui sont liées.....	566
Fig. 213.- Séries Est-pagasitiques. Coupe du Mutsu Rachi.....	568
Fig. 214.- Séries Est-pagasitiques. Coupe du mont Xingasi.....	569
Fig. 215.- Séries rattachées aux séries Est-pagasitiques typiques. Coupe d'Agios Dimitrios.....	571
Fig. 216.- Séries rattachées aux séries Est-pagasitiques typiques. Coupe au SE de Siki.....	572
Fig. 217.- Séries Est-pagasitiques. Coupes Mylina-Glimeni.....	574
Fig. 218.- Séries Est-pagasitiques. Coupe au SE de Lafkos.....	575
Fig. 219.- Séries Est-pagasitiques. Coupe de la crête au Nord de Lafkos.....	576
Fig. 220.- Partie supérieure des séries Est-pagasitiques. Coupe à l'Ouest d'Argalasti.....	577
Fig. 221.- Séries Est-pagasitiques. Coupe Sarakiniko-cap Stavros.....	579
Fig. 222.- Séries situées à la base de l'unité pagasitique orientale. Coupe au Nord de Siki.....	582
Fig. 223.- Séries situées à la base de l'unité pagasitique orientale. Coupe de la chapelle Ag. Dimitrios (E Neochorion).....	584
Fig. 224.- Séries situées entre marbres pélagoniens et séries Est-pagasitiques typiques (A : Primiri ; B : mont Olison).....	586
Fig. 225.- Schistes ocellés du Pelion Central. Coupes au Nord de Koropi.....	588
Fig. 226.- Séries Est-pagasitiques. Micas blancs (diagrammes).....	592
Fig. 227.- Séries Est-pagasitiques. Amphiboles (diagrammes).....	592
Fig. 228.- Séries Est-pagasitiques. Lame mince.....	592

Fig. 229.- Séries de l'unité pagasitique orientale. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.....	597
--	-----

OPHIOLITES (PELION)

Fig. 230.- Carte de répartition des principaux affleurements de roches éruptives basiques et ultrabasiqes du domaine métamorphique : ophiolites, Volcano-Détritique du Malm et corps resédimentés au cours du Crétacé-Paléocène.....	600
--	-----

SERIES cf. CRÉTACE-PALEOCENE (PELION)

Fig. 231.- Carte de localisation des coupes relatives aux séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène.....	605
Fig. 232.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupes à l'Ouest de la gare de Latomion.....	606
Fig. 233.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe à la sortie Ouest de Volos.....	608
Fig. 234.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe de Kakavos.	610
Fig. 235.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe de Melissatika.....	612
Fig. 236.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Secteur Ouest : Megavouni.....	614
Fig. 237.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe du monastère Paou (SW Argalasti).....	615
Fig. 238.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe à l'Ouest du monastère Paou (bord mer).....	618
Fig. 239.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe à l'Est de Kottes (presqu'île de Trikkeri).....	620
Fig. 240.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupes à l'Ouest de Kottes.....	623
Fig. 241.- Les séries du Pelion rapportées au Crétacé-Paléocène. Coupe Chondrorachi-île Paleotrikkeri.....	625
Fig. 242.- Séries métamorphiques rapportées au Crétacé. Coupes du Kato Prioni (Othrys orientale, à l'Ouest de Trikkeri).....	629
Fig. 243.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe d'Ag. Georgios.....	631
Fig. 244.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Coupe du mont Turgel.....	632
Fig. 245.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Amphiboles et Micas blancs (diagrammes).....	635
Fig. 246.- Séries du Pelion rapportées au Crétacé. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.....	641
Fig. 247.- Carte de localisation des coupes relatives aux séries des unités inférieures du massif métamorphique de Velanidia.....	646

SERIE DE DIMINI (VELANIDIA)

Fig. 248.- Série de Dimini. Coupes au NE du mont Velanidia.....	648
Fig. 249.- Série de Dimini. Coupe de Pefkakia.....	649
Fig. 250.- Série de Dimini. Coupe au SW du cimetière de Dimini.....	651
Fig. 251.- Série de Dimini. Rapports entre l'ensemble détritique et les formations carbonatées massives.....	653
Fig. 252.- Série de Dimini. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.....	655

SERIE DE PALIOURI (VELANIDIA)

Fig. 253.- Série de Paliouri. Coupe d'Ag. Nikolaos.....	656
Fig. 254.- Série de Paliouri : partie supérieure.....	658
Fig. 255.- Série de Paliouri. Colonne lithostratigraphique synthétique.....	659
Fig. 256.- Carte de localisation des différentes coupes relatives aux séries des unités supérieures et bordières du massif métamorphique de Velanidia...	661

SERIES OUEST-PAGASITIQUES (VELANIDIA)

Fig. 257.- Séries Ouest-pagasitiques. Flanc Nord de la crête de Kastani (série de Seskulon).....	662
Fig. 258.- Séries Ouest-pagasitiques. Flanc Sud de Kastani (E Seskulon).....	663
Fig. 259.- Séries Ouest-pagasitiques. Série du cap Angistri (ensemble A, détail B)	666
Fig. 260.- Séries Ouest-pagasitiques. Série de Nea Anchialos (ensemble).....	668
Fig. 261.- Séries Ouest-pagasitiques. Série de Nea Anchialos (détail).....	669
Fig. 262.- Séries Ouest-pagasitiques. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques.	677
Fig. 263 à 266.- Séries situées en bordure NW du massif de Velanidia : les affleurements du secteur d'Ag. Georgios.....	683-688
Fig. 267.- Séries situées en bordure NE du massif de Velanidia. La série de Pefkakia.....	690
Fig. 268.- Séries situées en bordure NE du massif de Velanidia. La série du "cimetière de Dimini".....	692
Fig. 269.- Terrains métamorphiques occidentaux. Coupe du mont Psilorachi.....	696
Fig. 270.- Terrains métamorphiques occidentaux. Coupe du mont Paliochori.....	698
Fig. 271.- Terrains métamorphiques occidentaux. Les affleurements d'Eretria-Rigeon	699
Fig. 272.- Terrains métamorphiques occidentaux. Coupe de Mikro Vounon.....	702

TERRAINS METAMORPHIQUES. CONCLUSIONS

Fig. 273.- Terrains métamorphiques. Principales séries lithostratigraphiques (schématiques) dans leur position actuelle au sein de l'édifice structural.....	710
Fig. 274.- Carte de répartition des principaux minéraux observés au sein des terrains métamorphiques étudiés (Pelion, Velanidia et affleurements occidentaux) et âge absolus obtenus sur ces minéraux.....	720
Fig. 275.- Terrains métamorphiques. Nature et répartition des principales paragenèses observées.....	723
Fig. 276 et 277.- Cartes de répartition des principaux faciès métamorphiques reconnus dans le secteur étudié (A : phases paléohelléniques ; B : phases tertiaires).....	722
Fig. 278.- Phengites du secteur étudié.....	728
Fig. 279.- Conditions générales du métamorphisme (P-T) pour les schistes bleus de Makrinitza.....	729

TECTONIQUE

Fig. 280.- Schéma structural du secteur étudié.....	738
Fig. 281 A, B, C.- Tectonique. Coupes d'ensemble passant par l'Othrys (A), Othrys et Pelion (B), Pelion (C).....	740-741
Fig. 282.- Principaux linéaments observés dans le secteur étudié.....	744
Fig. 283.- Interprétation de la figure 282.....	744

FRONT ZONES INTERNES

Fig. 284.- Carte géologique schématique de la limite Ouest des zones internes entre Sperchios et Kastaniotikos.....	754
Fig. 285.- Tectonique. Coupes au niveau du front des zones internes.....	757

OTHRYS

Fig. 286.- Tectonique. Principaux ensembles structuraux du massif de l'Othrys.....	765
Fig. 287.- Tectonique tertiaire en Othrys orientale. Accident de Gavriani (A : carte ; B : coupes).....	767
Fig. 288.- Tectonique. Stéréogrammes relatifs au Crétacé-Paléocène d'Othrys.....	768
Fig. 289.- Tectonique. Unités pélagoniennes anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (carte).....	774
Fig. 290.- id° fig. 289. Coupes.....	774
Fig. 291.- Tectonique. Panorama de la falaise du Flambouri (unités Messovouni et Prosilia ; plis couchés, etc...).....	775
Fig. 292.- Tectonique. Panorama de la falaise du Xerovouni (unité Messovouni et Prosilia).....	775
Fig. 293.- Othrys centrale. Dispositif structural paléohellénique.....	776
Fig. 294.- Tectonique. Coupes (A, B) du secteur fig. 293.....	777
Fig. 295.- Tectonique. Coupes (C, D) en Othrys orientale (voir fig. 297).....	778
Fig. 296.- Tectonique. Panorama du site de Pelasgia.....	778
Fig. 297.- Othrys orientale. Schéma géologique et structural.....	779
Fig. 298.- Tectonique. Panorama sur les unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale : unités Messovouni, Chatala, Garmeni Rachi.....	781
Fig. 299.- Tectonique. id° fig. 298 : disparition de l'unité de Chatala.....	781
Fig. 300.- Tectonique. Panorama sur les unités anté-Crétacé supérieur d'Othrys centrale : le site d'Anavra.....	784
Fig. 301.- Tectonique d'Othrys occidentale. Cartes et coupes. Secteurs de Lamia (A et B) et de Grammeni-Trilofon (C).....	784
Fig. 302.- Cartes et coupes en Othrys centrale montrant des structures déversées vers le Sud Ouest.....	787
Fig. 303.- Tectonique. Stéréogrammes : niveaux triasico-jurassiques d'Othrys.....	790
Fig. 304.- Bombements tertiaire et anté-crétacé supérieur en Othrys centrale.....	792
Fig. 305.- Tectonique. Panorama du secteur Prosilia-Xerovouni (flexure sur la bordure Sud de la fenêtre de l'Othrys).....	793

CHALKODONIO, ETC...

Fig. 306.- Secteur Farsala-Mikro Vounon : schéma géologique et structural (d'après Richard, 1980).....	796
Fig. 307.- Tectonique. Coupe Mikro Vounon-Kassidiaris.....	797
Fig. 308.- Schéma géologique et structural : Karamboutaki, Chalkodonio et Saradsi.	800
Fig. 309.- Coupes tectoniques du secteur fig. 308.....	801
Fig. 310.- Tectonique. Stéréogrammes des massifs de la figure 308.....	802

VELANIDIA

Fig. 311.- Massif de Velanidia. Schéma géologique et structural.....	808
Fig. 312.- Coupes tectoniques du secteur fig. 311.....	809
Fig. 313.- Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité pagasitique orientale (A) et de Paliouri (B).....	812

Fig. 314.- Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité de Dimini (A) et aux niveaux crétacés d'Ag. Georgios (B).....	814
PELION NORD	
Fig. 315.- Pelion Nord. Schéma géologique et structural.....	820
Fig. 316.- Coupes tectoniques du secteur fig. 315 (A, B, C).....	821
Fig. 317.- Tectonique. Stéréogramme relatif à l'unité de Lechonia.....	822
Fig. 318.- Tectonique. Stéréogramme relatif au Crétacé supérieur du Pelion Nord (secteur Melissatika).....	824
Fig. 319.- Marbres pélagoniens. Aspect des plis synschisteux.....	826
Fig. 320.- Tectonique. Stéréogramme relatif aux unités pélagoniennes du Pelion Nord et du Pelion Sud.....	826
Fig. 321 A et B.- Plis superposés dans la série de Makrinitza, près de Chania (Pelion Nord).....	828
Fig. 322 A, B, C.- Plis superposés dans la série de Makrinitza, près de Visitsa-Milai (Pelion central).....	829
Fig. 323 A à D.- Série de Makrinitza. Stéréogrammes (Pelion Nord et central).....	830
Fig. 324 A, B, C.- Série de Makrinitza. Stéréogrammes (Pelion oriental).....	832
Fig. 324 D.- Schéma récapitulatif des déformations dans la série de Makrinitza....	834
Fig. 325.- Tectonique. Panorama du site de Volos.....	837
PELION SUD	
Fig. 326.- Pelion Sud. Schéma géologique et structural.....	840
Fig. 327.- Coupes tectoniques dans le Pelion Sud.....	841
Fig. 328 A et B.- Accident Alatas-Varlameika (A : coupe ; B : panorama).....	844
Fig. 329.- Tectonique. Crétacé supérieur du Pelion Sud. Stéréogramme.....	845
Fig. 330 A et B.- Tectonique. Stéréogrammes relatifs à l'unité pagasitique orientale du Pelion Sud.....	849
Fig. 331.- Exemple de pli isoclinal (base de l'unité pagasitique orientale ?).....	849
Fig. 332.- Tectonique. Coupe générale au travers du Pelion Nord et du Pelion Sud montrant les rapports entre ces deux compartiments.....	853
TECTONIQUE. CONCLUSIONS	
Fig. 333.- Structures tectoniques rapportées à la phase tertiaire transverse (T_{tv})	860
Fig. 334.- Structures tectoniques rapportées à la phase tertiaire dinarique (T_d).	861
Fig. 335.- Structures tectoniques majeures rapportées aux phases tertiaires dans les Hellénides.....	864
Fig. 336.- Tableau récapitulatif des déformations observées dans le secteur étudié	869
Fig. 337.- Structures rapportées à la tectonique paléohellénique (secteur étudié).	870
Fig. 338.- Structures rapportées à la tectonique paléohellénique.....	880
Fig. 339.- Mécanismes possibles de mise en place des ophiolites d'Othrys occidentale).....	882
Fig. 340-341.- Relations entre la mise en place des unités paléohelléniques et la genèse du Volcano Détritique au cours du Malm.....	885
EVOLUTION GEODYNAMIQUE	
Fig. 342.- Evolution géodynamique du secteur étudié au Mésozoïque, dans le cadre des Hellénides.....	902-903
Fig. 343.- Evolution géodynamique du secteur étudié au Tertiaire, dans le cadre des Hellénides.....	903-904

LISTE DES TABLEAUX

		Pages
Tabl. II	1.- Paléozoïque. Zones à Fusulines.....	39
Tabl. II	2.- Paléozoïque. Analyses des minéraux des schistes ocellés d'Othrys orientale : Amphiboles (ZA 48) ; autres minéraux (ZB 49).....	48
Tabl. II	3.- Paléozoïque. Datations d'amphibolites provenant de schistes ocellés d'Othrys orientale (analyses : Montigny, Strasbourg).....	52
Tabl. II	4.- Echelle stratigraphique du Trias.....	61
Tabl. II	5.- Subdivisions du Trias moyen-supérieur : zones de Conodontes (extrait de Vrielynck, 1980).....	61
Tabl. II	6.- Répartition stratigraphique des Conodontes du Trias moyen et supérieur cités dans le texte.....	62
Tabl. II	7.- Répartition stratigraphique des principaux Foraminifères triasiques cités dans le texte, d'après Zaninetti (1976).....	63
Tabl. II	8.- Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de degrés croissants d'altération (in Girard, 1981).....	167
Tabl. II	9 A à E.- Analyses des roches volcaniques triasiques d'Othrys.....	169-171
Tabl. II	10 A à E.- Les laves triasiques d'Othrys : analyses des minéraux (Feldspaths : A et B ; Amphiboles : C ; Clinopyroxènes et olivines : D et E).....	179-181
Tabl. II	11.- Echelle stratigraphique du Jurassique.....	197
Tabl. II	12.- Répartition stratigraphique des principaux Foraminifères jurassiques rencontrés (d'après Bassoulet et Fourcade, 1979).....	197
Tabl. II	13.- Echelle stratigraphique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, utilisée dans le mémoire.....	280
Tabl. II	14 A à C.- Analyses des roches effusives et semi-effusives ophiolitiques d'Othrys et de laves provenant de formations jurassiques diverses.....	
Tabl. II	15 A à C.- Analyses des Clinopyroxènes des pillow-lavas de Fourca et du complexe filonien de Domokos.....	332-333
Tabl. II	16.- Laves de l'unité de Fourca : âges radiométriques (K/Ar : Delaloye)....	338
Tabl. II	17.- Echelle stratigraphique du Crétacé-Paléogène utilisée dans ce mémoire.	369
Tabl. II	18.- Répartition stratigraphique des <i>Globotruncana</i> (d'après Fleury, 1980) ..	370
Tabl. III	1.- Coupe de Makrinitza (minéraux).....	508
Tabl. III	2.- Série de Makrinitza-Zagora : affleurements orientaux (minéraux).....	509
Tabl. III	3.- Série de Makrinitza : analyses des roches.....	513
Tabl. III	4.- Série de Makrinitza : Pyroxènes (analyses).....	513
Tabl. III	5.- Série de Makrinitza : Feldspaths (analyses).....	517
Tabl. III	6.- Série de Makrinitza : Amphiboles (analyses).....	517
Tabl. III	7.- Série de Makrinitza : Chlorites, Lawsonites, Epidotes (analyses).....	518
Tabl. III	8 A.- Série de Makrinitza-Zagora : datations K/Ar sur micas blancs (collaboration avec Laboratoire Braunschweig).....	521
Tabl. III	8 B.- Série de Makrinitza-Zagora : paragenèses successives.....	522
Tabl. III	9.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe Glafire (minéraux)...	533
Tabl. III	10.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe du mont Brus.....	535

Tabl. III 11.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Affleurements de Xurichti...	541
Tabl. III 12.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe de la plage Kalamakion-Propan.....	543
Tabl. III 13.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Coupe de la presqu'île de Trikkeri.....	551
Tabl. III 14.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Analyses des roches.....	554
Tabl. III 15.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Plagioclases, micas blancs (analyses).....	558
Tabl. III 16.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Biotite brune, verte et stilpnomélane (analyses).....	558
Tabl. III 17 A et B.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Amphiboles (analyses)	559
Tabl. III 17 C.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion). Grenats, pumpellyite, épidote, chlorite.....	560
Tabl. III 18.- Séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) : datation K/Ar sur micas blancs.....	561
Tabl. III 19.- Séries Est-pagasitiques (Pelion). Coupes du mont Xingasi (minéraux)...	569
Tabl. III 20.- Séries Est-pagasitiques (Pelion). Coupe au Nord de Siki.....	582
Tabl. III 21.- Séries Est-pagasitiques (Pelion) : analyses des roches.....	590
Tabl. III 22.- Séries Est-pagasitiques (Pelion) : plagioclases, micas blancs (analyses).....	593
Tabl. III 23 A et B.- Séries Est-pagasitiques (Pelion) : Amphiboles (analyses).....	593-594
Tabl. III 24.- Séries Est-pagasitiques (Pelion) : datations K/Ar sur micas blancs....	595
Tabl. III 25.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : coupe de Kakaros....	610
Tabl. III 26.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : coupe de Melissatika	612
Tabl. III 27.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : coupe du monastère Paou.....	617
Tabl. III 28.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : coupe à E. Kottes...	621
Tabl. III 29.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : coupe Chondrorachi-Paleotrikkeri.....	625
Tabl. III 30.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : analyses de roches..	633
Tabl. III 31.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Amphiboles (analyses)	634
Tabl. III 32.- Séries rapportées au Crétacé supérieur (Pelion) : Feldspaths, micas blancs, chlorites.....	634
Tabl. III 33.- Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia). Coupe sur le flanc méridional de la crête de Kastani (série de Seskulon) : minéraux.....	663
Tabl. III 34.- Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : Sud du cap Angistri (minéraux)	666
Tabl. III 35.- Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : analyses des roches et des minéraux (Amphiboles, micas blancs, stilpnomélane).....	671
Tabl. III 36.- Séries Ouest-pagasitiques (Velanidia) : datations K/Ar sur micas blancs.....	674
Tabl. III 37.- Série du cimetière de Dimini (minéraux).....	693
Tabl. III 38.- Coupe du mont Psilorachi (minéraux).....	697
Tabl. III 39.- Succession des paragenèses métamorphiques : synthèse.....	730
Tabl. III 40.- Les événements métamorphiques dans le secteur d'étude.....	730

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

	Pages
I. Cadre géologique.....	9
II. Cadre géologique général : les Hellénides.....	13
Généralités (A) - Zonéographie des Hellénides (B) - Evolution tectonique et métamorphique (C).	
III. Cadre géologique régional.....	21
Historique (A) - Géologie du secteur étudié (B) - Buts de l'étude et méthodes appliquées (C) - Présentation des résultats obtenus, conception du mémoire (D).	

DEUXIEME PARTIE : TERRAINS NON METAMORPHIQUES

PREMIER CHAPITRE - PALEOZOIQUE (22 p.).....	37
I. Généralités.....	37
II. Le Paléozoïque d'Othrys orientale.....	39
A. Principales formations lithologiques.....	40
B. La Formation calcaro-détritique supérieure : le Permien supérieur à Fusulines.....	41
C. Les formations schisteuses de base : les schistes de Pteleon (datations radiométriques... p. 52).....	46
III. Le Paléozoïque d'Othrys centrale.....	53
A. Description des principaux affleurements.....	53
B. La limite Paléozoïque-Mésozoïque.....	55
IV. Le problème du Paléozoïque d'Othrys occidentale.....	57
V. Conclusions.....	57
DEUXIEME CHAPITRE - TRIAS (135 p.).....	59
I. Généralités.....	59
II. Les séries triasiques pélagoniennes et la série de Trilofon.....	64
A. Le Trias pélagonien d'Othrys orientale.....	65
B. Le Trias pélagonien d'Othrys centrale.....	69
C. Les blocs de calcaires "néritiques" triasiques d'Othrys occidentale : la série de Trilofon.....	75
D. Conclusions.....	76
III. Le Trias de l'unité de Chatala (maliaque).....	76
A. Coupe du Likorrachi-Est.....	77
B. Coupe de Pendé Vrisses à Chatala.....	79
C. Coupe du Kedro-Rachi.....	82
D. Coupe au Nord de l'Othrys.....	84
E. Conclusions.....	85

IV. Le Trias des unités du Pírgaki et de Garmeni Rachi (maliaque).....	87
A. Partie orientale de l'unité du Pírgaki.....	87
B. Partie occidentale de l'unité du Pírgaki.....	94
C. Trias de l'unité de Garmeni Rachi.....	105
V. Les séries triasiques de la nappe de Loggitsion (maliaque).....	117
A. En Othrys orientale.....	118
B. Bordure occidentale de l'Othrys centrale.....	124
C. Secteur Lamia-Domokos.....	129
D. Trias pélagique du secteur Grammeni-Archanion (Othrys occidentale).....	136
E. Les pélites des formations triasiques des séries de Loggitsion.....	139
F. Conclusions.....	141
VI. Le Trias des séries situées en bordure du Sperchios (séries de Profitis Ilias et de Kastri).....	141
VII. Les blocs de calcaires pélagiques triasiques resédimentés.....	146
A. Généralités.....	146
B. Blocs ne présentant pas d'affinités avec les formations sous-jacentes.....	146
C. Blocs présentant des affinités avec les formations sous-jacentes.....	148
D. Conclusions.....	150
VIII. Séries triasiques du massif du Koziakas.....	150
A. Historique.....	150
B. Secteur de Glykomilia (faciès à Involutinidés).....	151
C. Crête du Koziakas (faciès à Conodontes et roches effusives).....	154
D. Est du Koziakas, secteur de Vitouma-Skoumbo (faciès à Conodontes).....	155
E. Variations latérales.....	157
F. Conclusions.....	157
IX. Les roches effusives triasiques.....	158
A. Généralités.....	158
B. Quelques aspects sur le terrain.....	159
C. Principaux types pétrographiques dans les ensembles effusifs triasiques des unités maliaques.....	162
D. Géochimie des laves triasiques.....	165
E. Conclusions.....	184
X. Le Trias : Conclusions générales.....	186
A. Séries stratigraphiques.....	186
B. Evolution paléogéographique au Trias.....	189
TROISIEME CHAPITRE - JURASSIQUE ANTE-OPHIOLITIQUE (83 p.).....	195
I. Généralités.....	195
II. Le Jurassique de la zone isopique pélagonienne.....	199
A. En Othrys orientale.....	199
B. En Othrys centrale : l'unité de Prosilia.....	204
C. En Othrys centrale : l'unité du Messovouni.....	211
D. Conclusions (ordre paléogéographique des séries).....	220
III. Le Jurassique de l'unité de Chatala (maliaque).....	222
A. Likorrachi-Est (p. 223) - B. Kedro-Rachi (p. 224) - C. Conclusions (p. 225).	
IV. Le Jurassique des unités du Pírgaki et de Garmeni Rachi (Z. I. maliaque).....	226
A. Unité du Pírgaki : Transversale méridionale.....	227
B. Unité du Pírgaki et secteur septentrional.....	232
C. Unité de Garmeni Rachi : Othrys centrale septentrionale.....	238
D. Unité de Garmeni Rachi : secteur méridional de l'Othrys centrale.....	244
E. Essai d'interprétation de l'ensemble détritique carbonaté jurassique.....	246
F. Conclusions.....	252
V. Le Jurassique des unités de Loggitsion (maliaque).....	253
A. En Othrys centrale : Coupe de Neochorion.....	253
B. En Othrys occidentale.....	255
C. En Othrys orientale.....	259
D. Conclusions.....	259

VI. Le Jurassique des séries situées en bordure du Sperchios (Othrys).....	260
A. Série de Profitis Ilias (près de Lamia).....	260
B. Une série particulière : les affleurements de la chapelle Ag. Paraskevi au Nord de Lamia.....	262
C. Série de Kastri : Rappel.....	264
VII. Le Jurassique des unités du Koziakas.....	264
A. Séries du flanc oriental du massif du Koziakas.....	265
B. Séries du flanc occidental du massif du Koziakas.....	266
C. Partie méridionale des unités du Koziakas.....	269
D. Conclusions.....	269
VIII. Le Jurassique anté-ophiolitique : Conclusions générales.....	271
A. Séries stratigraphiques.....	271
B. Evolution paléogéographique au Jurassique.....	273

QUATRIEME CHAPITRE - JURASSIQUE SUPERIEUR-EOCRETACE. LA PERIODE OPHIOLITIQUE

1er SOUS-CHAPITRE (IV A) : GENERALITES.....	279
2e SOUS-CHAPITRE (IV B) : FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES (29 p.).....	281
I. Généralités.....	281
II. Formations pré-ophiolitiques des séries pélagoniennes.....	284
III. Formations pré-ophiolitiques des séries maliaques.....	291
A. Unité de Chatala.....	291
B. Unités maliaques intermédiaires : Pirgaki-Garmeni Rachi.....	291
C. Unités maliaques supérieures : les unités de Loggitsion.....	294
D. Séries maliaques : le problème des formations contenant des blocs de calcaires noduleux triasiques (série de Profitis Ilias et séries de Grammeni- Tourla).....	296
E. Conclusions.....	297
IV. Aperçu sur quelques formations chaotiques à soubassement mal défini.....	298
A. Affleurements de Trilofon (Othrys occidentale).....	298
B. Série de Kastri (Othrys occidentale).....	298
C. Formations chaotiques intra et supra-ophiolitiques.....	299
V. Formations pré-ophiolitiques des séries du Koziakas.....	299
VI. Bilan et interprétation : des observations relatives aux formations pré- ophiolitiques d'Othrys.....	299
A. Age des formations pré-ophiolitiques d'Othrys.....	299
B. Le terme basal : nature et signification (argiles...).....	300
C. Le terme chaotique : nature et signification du "Volcano Détritique" (matrice ; blocs).....	303
D. Genèse du "Volcano Détritique" d'Othrys.....	307
VII. Conclusions sur les formations pré-ophiolitiques des zones internes.....	309
3e SOUS-CHAPITRE (IV C) : OPHIOLITES (35 p.).....	311
I. Généralités.....	311
II. L'ensemble ophiolitique d'Othrys occidentale.....	314
A. Historique.....	314
B. Description des affleurements.....	315
C. Principaux types pétrographiques.....	318
D. Etude géochimique des roches effusives et doléritiques des Ophiolites d'Othrys occidentale.....	332
E. Relations entre les différents types pétrographiques constituant les Ophiolites d'Othrys occidentale.....	338
III. Les autres ensembles ophiolitiques du secteur étudié.....	339
A. Prolongements vers le Nord de l'ensemble ophiolitique d'Othrys W (Domokos ; Farsala).....	339
B. Limite méridionale de l'ensemble ophiolitique d'Othrys W : l'unité péridotitique de Lamia.....	340

C. Le corps péridotitique de Vrinena (Othros orientale).....	341
D. Les ensembles ophiolitiques du secteur métamorphique.....	341
IV. Conclusions.....	341
A. Les faits : bilan.....	341
B. Signification des Ophiolites d'Othrys.....	344
4e SOUS-CHAPITRE (IV D) : JURASSIQUE TERMINAL-EOCRETACE (16 p.).....	346
I. Généralités.....	346
II. Jurassique terminal-Eocrétacé des zones internes : la couverture post- ophiolitique.....	346
A. Historique.....	347
B. Les affleurements de Theopetra.....	348
C. Aperçu sur les formations Jurassique terminal-Eocrétacé du domaine pélagonien septentrional.....	351
D. Conclusions.....	352
III. Le Jurassique terminal-Eocrétacé des zones externes : les séries béotiennes.... Historique (A) - Affleurements d'Othrys W (B) - Conclusions (C).	352
IV. Séries de type Koziakas : le problème des niveaux d'âge jurassique terminal- crétacé.....	358
A. Les affleurements du Monastère Ag. Vissario.....	359
B. Discussion et conclusions.....	361
5e SOUS-CHAPITRE (IV E) : CONCLUSIONS.....	362
CINQUIEME CHAPITRE - CRETACE INFERIEUR p.p.-EOCENE INFERIEUR DES PALEOHELLENIDES AUX HELLENIDES.....	365
I. Généralités.....	365
II. Les terrains Crétacé supérieur (p.p.)-Eocène inférieur du massif de l'Othrys (zones internes).....	371
A. Généralités.....	371
B. Synclinal Nies-Amaliapolis : terrains crétacés métamorphisés.....	372
C. Synclinal de Koulia : importance des formations détritiques de base.....	376
D. Synclinorium occidental de Divri-Anavra : les calcaires massifs à Rudistes..	406
E. Conclusions.....	414
III. Le Crétacé-Eocène des zones internes au Nord des plaines d'Almyros et de Xinas (Chalkodonio, bordure orientale de la plaine de Trikkala).....	415
A. Généralités.....	415
B. Karamboutaki-Porta : présence de l'Aptien-Albien supérieur.....	417
C. Massif du Saradsi-Psilorachi : série d'Eretria et du Spailiki.....	420
D. Massifs du Chalkodonio : série carbonatée du Kastro-Deli et série détritique du Veletinon.....	424
E. Affleurements de la bordure de la plaine de Trikkala.....	432
F. Conclusions.....	436
IV. Affleurements crétacés non métamorphiques du Pelion : l'unité de Lechonia (zones internes orientales).....	437
A. Historique.....	437
B. La klippe de Lechonia-Gatzea : la série type.....	438
C. Les klippes de Koropi-Pavlakia (klippes méridionales).....	441
D. La klippe de Plessidi : hauts sommets du Pelion.....	442
E. Conclusions.....	443
V. Crétacé-Eocène inférieur des zones externes : les séries béotiennes..... Généralités (A) - Affleurements (B) - Conclusions (C).	444
VI. La période Crétacé-Eocène inférieur : Conclusions générales.....	447
A. Faciès observés.....	447
B. Principales étapes de l'évolution paléogéographique.....	455
C. Le problème des zones isopiques crétacées.....	456

SIXIEME CHAPITRE - EOCENE MOYEN-QUATERNAIRE.....	459
I. Généralités.....	459
II. Le Paléogène.....	459
A. Affleurements paléogènes du sillon méso-hellénique.....	459
B. Autres affleurements.....	462
III. La période récente : Néogène et Quaternaire.....	462
A. Affleurements du sillon méso-hellénique : le Miocène.....	462
B. Les formations continentales néogènes du seuil médio-thessalien.....	463
C. Autres formations néogènes : affleurements du massif de l'Othrys.....	463
D. Les plaines quaternaires.....	464
E. Le volcanisme récent.....	465
F. Les phases tectoniques néogènes et quaternaires.....	466
IV. La période Eocène-Actuel : Conclusions.....	466
SEPTIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES.....	469
I. Bilan des observations.....	469
A. Les formations lithologiques.....	469
B. Les séries.....	471
II. Les étapes de l'évolution paléogéographique d'après les séries étudiées.....	471
III. Les zones isopiques des Hellénides.....	480
A. Remarques sur la notion de zone isopique.....	480
B. Les zones isopiques des Hellénides orientales.....	482

TROISIEME PARTIE : TERRAINS METAMORPHIQUES

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION.....	497
DEUXIEME CHAPITRE - LE MASSIF DU PELION.....	502
I. Généralités.....	502
II. La série de Makrinitza : les schistes bleus (22 p.).....	505
A. Généralités.....	505
B. Description des affleurements.....	506
C. Données pétrographiques complémentaires (données radiométriques, p. 521)....	512
D. Bilan des observations et interprétations.....	523
III. Les séries d'affinités pélagoniennes (Pelion) (40 p.).....	526
A. Historique.....	526
B. Affleurements pélagoniens septentrionaux.....	528
C. Séries métamorphiques pélagoniennes du Pelion central.....	538
D. Séries métamorphiques pélagoniennes du Pelion Sud.....	546
E. Données pétrographiques complémentaires (données radiométriques, p. 561)....	553
F. Conclusions.....	564
IV. Les séries de l'unité pagasitique orientale (séries Est-pagasitiques) du Pelion (affinités maliaques) (35 p.).....	565
A. Généralités.....	565
B. Essai de reconstitution d'une série type : la série Est-pagasitique.....	567
C. Les formations lithologiques situées entre les séries Est-pagasitiques typiques et les séries pélagoniennes dans le Pelion méridional.....	581
D. Sur la présence de témoins des séries Est-pagasitiques dans le Pelion septentrional.....	589
E. Données pétrographiques complémentaires (données radiométriques, p. 595)....	590
F. Conclusions.....	596

v. Ophiolites et Volcano Détritique dans le massif du Pelion (5 p.).....	599
VI. Les séries métamorphiques du Pelion rapportées au Crétacé transgressif des zones internes (40 p.).....	605
A. Généralités.....	605
B. Pelion septentrional : conglomérats ophiolitiques et flysch.....	607
C. Pelion méridional : conglomérats à éléments carbonatés.....	614
D. Données pétrographiques complémentaires.....	632
E. Conclusions.....	640
 TROISIEME CHAPITRE - LE MASSIF DE VELANIDIA.....	 645
I. Présentation.....	645
II. La série de la fenêtre de Dimini (affinités pélagoniennes) (9 p.).....	647
A. Généralités.....	647
B. Les affleurements méridionaux : formations carbonatées et schistes sus-jacents.....	647
C. Les formations détritiques du secteur de Dimini.....	650
D. Rapports entre l'ensemble détritique et les formations carbonatées massives.....	653
E. Problème du métamorphisme.....	654
F. Conclusions.....	654
III. La série de l'unité de Paliouri (affinités pélagoniennes) (4 p.).....	656
Généralités (A) - Affleurements (B) - Conclusions (C).	
IV. L'unité pagasitique occidentale : les séries Ouest-pagasitiques (affinités maliaques) (23 p.).....	659
A. Généralités.....	659
B. Description des séries types.....	661
C. Problèmes posés par les affleurements sud-occidentaux : la série de Nea Anchialos.....	667
D. Données pétrographiques complémentaires (données radiométriques, p. 674)....	670
E. Nature et signification des séries Ouest-pagasitiques : les différentes hypothèses.....	675
F. Conclusions.....	680
V. Les ophiolites liées aux séries Ouest-pagasitiques du massif de Velanidia.....	681
VI. Séries particulières situées en bordure du massif de Velanidia (11 p.).....	682
A. Généralités.....	682
B. Bordure nord-occidentale du massif de Velanidia : le secteur d'Agios Georgios.....	683
C. Séries de la bordure nord-orientale du massif de Velanidia (séries de Pefkakia et du cimetière de Dimini).....	689
 QUATRIEME CHAPITRE - MASSIF DU CHALKODONIO ET SECTEUR DE MIKRO VOUNON. IMPORTANCE DU METAMORPHISME PALEOHELLENIQUE.....	 695
I. Présentation.....	695
II. Terrains métamorphiques des massifs du Chalkodonio et du Saradsi.....	695
A. Généralités.....	695
B. Affleurements des monts Psilorachi-Paliochori (partie orientale du massif du Saradsi).....	696
C. Affleurements d'Eretria-Rigeon.....	698
D. Interprétations et conclusions.....	700
III. Terrains métamorphiques du secteur de Mikro Vounon.....	701
Généralités (A) - Description des affleurements (B).	
IV. Conclusions.....	704

CINQUIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS.....	705
I. Bilan de l'analyse lithostratigraphique : les séries originelles.....	705
A. Fondements de l'interprétation lithostratigraphique.....	705
B. Séries reconstituées.....	708
C. Lithostratigraphie : bilan d'ensemble.....	714
II. Les recristallisations métamorphiques.....	718
A. Bilan des observations (minéraux, paragenèses).....	718
B. Distinction des évènements métamorphiques.....	724
C. Nature des phases successives de métamorphisme dans le secteur étudié.....	726
D. Place des métamorphismes reconnus dans le cadre des Hellénides.....	731

QUATRIEME PARTIE : TECTONIQUE

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION.....	735
DEUXIEME CHAPITRE - DISPOSITIF STRUCTURAL D'ENSEMBLE.....	739
I. Unités tectoniques limitées par des contacts tangentiels tertiaires.....	739
II. Unités tectoniques anté-Crétacé supérieur limitées par des contacts tangentiels	742
III. Compartiments limités par des accidents majeurs subverticaux parfois décrochants.....	744
TROISIEME CHAPITRE - DOMAINE D'AFFRONTEMENT DES ZONES INTERNES ET EXTERNES. TECTONIQUE TERTIAIRE DE DIRECTION DINARIQUE.....	751
I. Généralités.....	751
II. Vue d'ensemble sur le domaine d'affrontement des zones internes et externes....	752
III. Les structures du secteur méridional.....	753
IV. Les structures du secteur septentrional.....	756
V. Aperçu sur les rapports entre les structures des zones internes et des zones externes.....	760
QUATRIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DU MASSIF DE L'OTHRYSS. IMPORTANCE DES PHASES PALEOHELLENIQUES.....	763
I. Historique succinct.....	763
II. Vue d'ensemble sur les structures tectoniques du massif de l'Othryss.....	764
III. Les structures tectoniques affectant les terrains crétacés-paléocènes d'Othryss.	766
A. Othryss orientale (accident de Gavriani, etc....)	766
B. Othryss centrale et occidentale : des déformations tertiaires peu marquées (?)	770
C. Les accidents verticaux.....	771
IV. Les structures affectant les terrains anté-Crétacé supérieur d'Othryss : dispositif paléohellénique et rejeux tertiaires.....	772
A. Arguments en faveur d'une tectonique majeure d'âge jurassique terminal- crétacé inférieur en Othryss.....	772
B. Description des différentes unités (dispositif paléohellénique. Unités pélagoniennes (1) - Unités maliagues (2) - Unités de l'assemblage ophiolitique (3) - Unités restreintes à des secteurs limités (4).	
C. Déformations plicatives et chevauchements affectant les unités anté-Crétacé supérieur.....	786
D. Les linéaments et les failles verticales d'âge anté-crétacé supérieur.....	790

E. Le dispositif structural anté-crétacé supérieur d'Othrys à l'aurore de la transgression crétacée.....	791
F. Bilan.....	794
V. Tectonique de l'Othrys : Conclusions.....	794
CINQUIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DU MASSIF DU CHALKODONIO ET DU SECTEUR DE FARSALA-MIKRO VOUNON (Tectonique tertiaire transverse, phases paléo-helléniques synmétamorphiques).....	
I. Généralités.....	795
II. Le secteur occidental : de Mikro Vounon (NW) au mont Karamboutaki (SE).....	795
A. Structures tectoniques d'âge tertiaire.....	795
B. Structures affectant le soubassement anté-crétacé.....	797
III. Le secteur oriental : le massif du Chalkodonio-Saradsi.....	798
A. Les unités tectoniques du secteur Agnanderi-Rigeon-Eretria-Psilorachi.....	799
B. Les structures tectoniques du secteur de Velestinon.....	799
IV. Conclusions.....	803
SIXIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DU MASSIF DE VELANIDIA.....	
I. Généralités.....	805
II. Les unités tectoniques reconnues.....	805
A. Les unités tectoniques principales.....	805
B. Les unités situées en bordure du massif de Velanidia.....	807
III. Les déformations affectant les unités tectoniques du massif de Velanidia.....	808
A. Déformations d'ensemble.....	808
B. Déformations de l'unité ophiolitique.....	808
C. Unité pagasitique occidentale : analyse des déformations.....	810
D. Unité de Paliouri : analyse des déformations.....	812
E. Unité de Dimini : analyse des déformations.....	813
F. Les séries situées en bordure du massif de Velanidia.....	815
IV. Conclusions.....	816
SEPTIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DU PELION NORD.....	
I. Généralités.....	817
II. Les unités fondamentales du Pelion Nord.....	817
A. Distinction des principaux contacts tangentiels.....	817
B. Analyse des déformations d'ensemble.....	819
C. Déformations dans l'unité de Lechonia.....	819
D. Déformations affectant les terrains métamorphiques Crétacé supérieur (Paléocène ?) du Pelion Nord.....	823
E. Les Ophiolites du Pelion Nord.....	825
F. Déformations dans "l'unité pélagonienne s.s. du Pelion Nord".....	825
G. Déformations de la série de Makrinitza.....	827
III. Rapport entre les unités du Pelion Nord et du massif de Velanidia.....	835
A. Secteur d'affrontement entre les deux blocs : l'axe Volos-Velestinon.....	835
B. Relations entre les unités du Pelion Nord et du massif de Velanidia.....	836
IV. Conclusions.....	837
HUITIEME CHAPITRE - TECTONIQUE DU PELION SUD.....	
I. Généralités.....	840

II. Les unités fondamentales du Pelion méridional.....	840
A. Distinction des principaux contacts tangentiels.....	840
B. Déformations d'ensemble du Pelion Sud.....	843
C. Déformations affectant les terrains attribués au Crétacé supérieur.....	843
D. Les unités ophiolitiques.....	846
E. L'unité pagasitique orientale s.l. (Pelion Sud) : analyse des déformations..	846
F. Structures observées dans l'unité pélagonienne du Pelion Sud.....	850
G. Rapports entre les unités du Pelion Sud et les unités des ensembles métamorphiques voisins (Pelion Nord et massif de Velanidia).....	850
III. Conclusions succinctes.....	852
 NEUVIEME CHAPITRE - INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS (38 p.).....	 855
I. Vue d'ensemble sur la tectonique du secteur étudié.....	855
II. La période orogénique tertiaire-quaternaire : genèse des Hellénides.....	855
A. Les différents types de structures tectoniques tertiaires (secteur étudié)..	855
B. Les phases tectoniques tertiaires reconnues dans le secteur analysé.....	858
C. Tectonique tertiaire-quaternaire : place du secteur étudié dans les Hellénides.....	862
III. La tectonique anté-Crétacé supérieur : les Paléohellénides.....	870
A. Bilan des observations.....	870
B. Interprétation : sens de déversement des nappes paléohelléniques maliaques et pélagoniennes.....	872
C. Origine des nappes ophiolitiques.....	877
D. Mécanisme de mise en place des ophiolites étudiées.....	881
E. La vergence des nappes paléohelléniques : bilan des observations et conclusions.....	886
IV. Les autres périodes tectoniques.....	888
A. Cycle alpin : les événements intra ou fini-Crétacé supérieur.....	888
B. Les événements tectoniques anté-alpins (hercyniens).....	888
V. Problèmes liés à l'existence de paléogéographies et de tectoniques superposées.	889
A. Devenir des accidents verticaux.....	889
B. Comportement des unités tectoniques tangentiellles (nappes) lors des différentes phases tectoniques.....	890
C. Bilan des tectoniques superposées dans le secteur étudié.....	891
D. Relations entre zones isopiques et tectonique dans le secteur étudié.....	892

CINQUIEME PARTIE : INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

I. Etat initial (Paléozoïque).....	895
A. Le "Bâti hercynien".....	895
B. La période fini-hercynienne (Permien).....	895
II. Naissance des zones isopiques (Trias).....	895
A. Werfeno-Anisien : période de pré-rifting.....	895
B. Période de fracturation : rifting.....	896
C. Cadre géodynamique.....	896
III. Développement des zones isopiques : évolution de la marge pélagono-maliaque et apparition de la croûte océanique (Trias supérieur-Jurassique).....	897
A. Etat du dispositif paléogéographique juste après la fracturation (Carnien- Norien p.p.).....	897
B. Evolution au cours du Norien et du Jurassique : apparition de la croûte océanique.....	897
IV. Charriage des ophiolites et tectonisation de la marge pélagono-maliaque : les Paléohellénides.....	897
A. Signification des unités paléohelléniques ophiolitiques, maliaques et pélagoniennes.....	898

B. La mise en place des unités paléohelléniques d'Othrys-Pelion.....	898
V. La période Crétacé-Eocène inférieur : simples réajustements ou tectogenèse majeure ?.....	899
A. Les événements superficiels : l'évolution paléogéographique.....	899
B. Le Crétacé-Eocène inférieur : une période de tectogenèse profonde ?.....	899
IV. La période Tertiaire-Quaternaire : genèse des Hellénides.....	900
A. Les déformations tertiaires les plus anciennes (Eocène moyen ?).....	900
B. Les déformations récentes.....	900

ANNEXES

ANNEXE n° 1 - Age de la partie sommitale des unités maliaques d'après les Radiolaires (JF I 77, niveau 7, fig. 97 B et JF I 188, niveau 5, fig. 85).....	909
ANNEXE n° 2 - Localisation des villes et villages.....	910
ANNEXE n° 3 - Localisation des monts, caps, îles, lacs et golfes.....	912

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie.....	
--------------------	--

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des figures.....	945
Liste des tableaux.....	957

TABLE DES MATIERES

Table des matières.....	961
-------------------------	-----

